



Le plateau d'Amsterdam-St Paul: Caractérisation du point chaud éponyme et évolution de son interaction avec la dorsale Sud-est indienne

Myriam Janin

► To cite this version:

Myriam Janin. Le plateau d'Amsterdam-St Paul: Caractérisation du point chaud éponyme et évolution de son interaction avec la dorsale Sud-est indienne. Géologie appliquée. Université de Bretagne occidentale - Brest; Université Européenne de Bretagne, 2010. Français. NNT: . tel-00592036

HAL Id: tel-00592036

<https://theses.hal.science/tel-00592036>

Submitted on 11 May 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention : Géosciences Marines
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

Présentée par
Myriam Janin

Préparée à l'Unité Mixte de Recherche 6538
Domaines Océaniques
Institut Universitaire Européen de la Mer

Thèse soutenue le 25 Octobre 2010

***Le plateau Amsterdam-St. Paul:
caractérisation du point chaud éponyme
et évolution de son interaction avec la
dorsale Sud-est Indienne***

devant le jury composé de :

Jean-Alix Barrat
Professeur – UMR Domaines Océaniques, Brest / *Président du jury*

Catherine Chauvel
Directrice de recherche - Laboratoire de géodynamique des chaînes Alpines, Grenoble /
Rapporteur

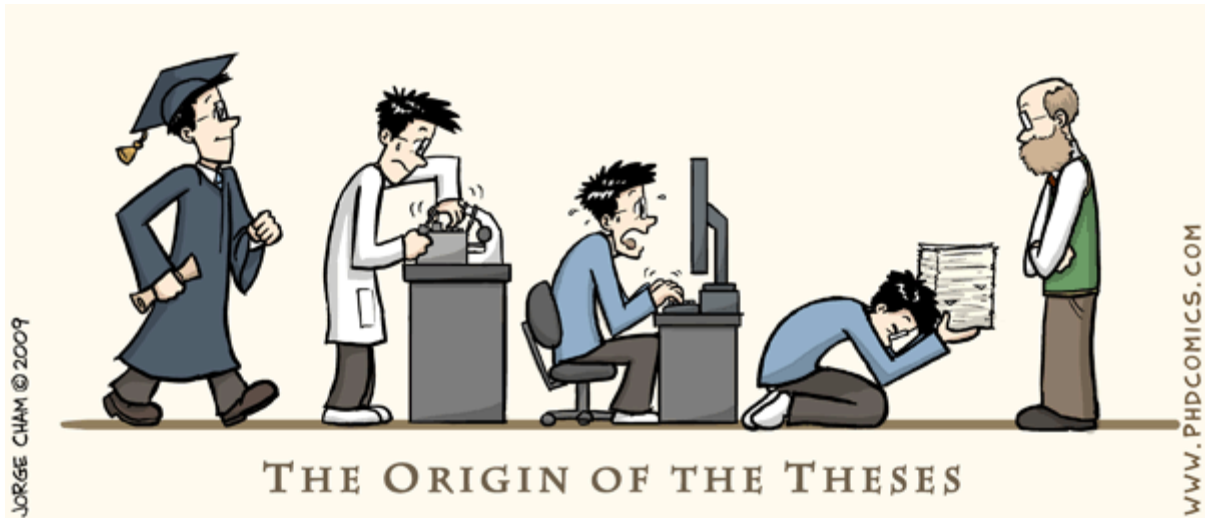
Christophe Hémond
Maître de conférence - UMR Domaines Océaniques, Brest / *Directeur de thèse*

Eric Humler
Professeur – Laboratoire de Planétologie et géodynamique, Nantes / *Examineur*

Marcia Maia
Chargée de recherche - UMR Domaines Océaniques, Brest / *Invitée*

Xavier Quidelleur
Professeur - Laboratoire de géochronologie multi-technique, Orsay / *Rapporteur*





*~ The most exciting phrase to hear in science,
the one that heralds new discoveries,
isn't 'Eureka!' but rather 'hmm....that's funny' ~*

Isaac Asimov

*~ Je partis dans les bois car je voulais vivre sans me hâter,
Vivre intensément et sucer toute la moelle secrète de la vie...
Mettre en déroute tout ce qui n'était pas la vie,
Pour ne pas découvrir, à l'heure de ma mort, que je n'avais pas vécu ~*

*Le cercle des Poètes Disparus,
d'après un poème de H. D. Thoreau*

*...Je dédie ce manuscrit à Marcel Janin et Guiseppe Albanese,
mes grand-pères trop tôt disparus...*

Remerciements

Au terme de ces trois ans il n'est pas facile de faire un bilan et de remercier (sans en oublier !) toutes les personnes qui par leur travail, leur aide, leur soutien ou simplement leur présence ont permis à cette thèse de voir le jour. Je vais essayer de n'oublier personne en écrivant ces quelques lignes (qui seront sans nul doute les plus lues de ce manuscrit !) mais j'espère ne pas avoir attendu ce moment pour vous exprimer ma gratitude. Je commencerais juste en disant que cette thèse et les trois ans passés m'ont permis de rencontrer des gens formidables, avec qui j'ai eu plaisir à vivre et à travailler, et qui resteront à jamais dans ma mémoire et mon cœur.

En premier lieu, je tiens à remercier *Christophe Hémond*, mon directeur de thèse, pour m'avoir confié ce sujet passionnant et pour la confiance qu'il m'a témoignée, même dans les moments où moi j'en ai manquée. Merci également de m'avoir fait découvrir la vie de géologue marin ! Malgré le mal de mer, je me suis découvert une réelle passion pour ce qui touche aux campagnes océanographiques, et j'espère avoir de nouveau l'occasion d'embarquer après mon départ vers d'autres horizons.

Merci à *Catherine Chauvel*, *Xavier Quidelleur*, *Jean-Alix Barrat* et *Eric Humler* d'avoir accepté d'évaluer ce manuscrit. Un double merci à *Marcia Maia*, pour sa participation à ce jury, et pour l'éclairage et le cadrage que tu as pu m'apporter quand j'étais dans le flou. Une partie de la richesse de ce travail résulte de l'interdisciplinarité que nous avons cherché à conserver. Merci à tous pour vos commentaires plus que constructifs lors de ma soutenance. Ils m'auront permis de gagner du recul sur mon travail, ma réflexion et moi-même, et d'améliorer encore ce manuscrit.

A l'IUEM je tiens à remercier mes amis ingénieurs, *Céline Liorzou*, *Claire Bassoullet* et *Philippe Nonnotte*, bien sûr pour leur aide « technique », mais aussi et surtout pour nos nombreuses discussions tant à table qu'en salle blanche, et pour le regard extérieur et bienveillant porté à mon travail. Merci à *Philippe* pour tous ses conseils et pour m'avoir appris à manier le Triton (dit « la rolls »). Un énorme merci à *Claire* pour ton soutien scientifique (« Claire, j'ai une question ! »), pour tout ce que tu m'as appris, et surtout (parce que c'est le plus important) pour ta sagesse et ton soutien humain lorsque j'en ai eu besoin, lorsque je doutais, lorsque mes nerfs me lâchaient... Tu as toujours été là, dans les bons comme dans les mauvais jours, et je ne sais pas comment cette thèse aurait pu voir le jour sans toi, alors de tout cœur merci...

Toujours à l'IUEM et un peu en vrac : merci à *Carole Le Hir*, *Murielle Dubreule* et *Agnès Agarla* pour la logistique, *Dominique Gac* pour son sourire et sa faculté à dénicher des articles introuvables en un temps record, *Jean-Pierre Oldra* pour ses lames minces et sa grande aide pour le traitement des échantillons, *Christophe Martin* pour sa joie de vivre et sa gestion informatique, *Arnaud Agranier* pour sa gaité, ses conseils et son aide en chimie, *Christine Authemayou* pour nos pauses café et son incroyable gentillesse, *Brigitte Van Vliet-Lanoe* pour tous ses mots gentils, *Elisabeth Bondu* et *Eric Cornil*, et tous mes collègues...

Au Bouguen et toujours en vrac : merci à *Martial Caroff*, d'avoir été mon tuteur pédagogique pendant mes trois ans de monitorat et de m'avoir aidée à préparer mes premiers cours, merci à *Sylvie Milon* pour sa légendaire bonne humeur et merci à *Pascal Tieffenbach* pour sa gentillesse et pour son aide lors de la mise en place des TP. Je n'oublie pas non plus *les étudiants*, qui même s'ils ne s'en sont pas rendus compte, m'ont beaucoup appris...

A l'Ifremer, merci à *Manu Ponzevera* et *Marcel Bohn* pour leurs analyses et leurs explications, et à *Esther* pour nos échanges.

Merci à *Pascal Gente* de m'avoir emmenée sur la mission Parisub. Plonger avec le Nautille par 2500m de fond restera l'une des plus grandes expériences de ma vie ! Pour rester sur le thème des campagnes océanographiques merci aux participants (scientifique et équipage) de *Knox11rr*, *Parisub* et *Eroder4* pour tous les bons moments passés. Je remercie en particulier *Jérôme Dymont*, pour tous les souvenirs que nous partageons (en mer et à terre), ainsi que pour toute l'aide qu'il m'a apportée au cours de ces trois ans...

Merci à *Hervé Guillou* pour son accueil chaleureux au LSCE, pour sa gentillesse et sa disponibilité, pour sa grande aide lors des rédactions d'abstracts et d'articles, et pour m'avoir permis d'accroître mon expérience du K-Ar.

Ces trois ans auraient été totalement différents sans la présence de mes collègues thésards, *Cédric, Manu, Abel, Ivo, Elise, Vincent, Damien, Marion, Estelle, Angélique, Aurélien* et tous les autres, avec une mention spéciale à *François* qui garde un œil sur tout ce petit monde, merci à tous d'avoir égayé la vie intra- et extra-laboratoire ! Un grand merci en particulier à mes « co-bureau » successifs de *Pranab* à *Erwan*, sans oublier *Natasha*, et surtout merci à *Julie, Romain* et *Flora* (oui oui je te compte dans les co-bureau) qui m'ont supportée (dans les deux sens du terme) tout ce temps, qui ont vécu au quotidien mes joies, mes peines, mes euphories, mes doutes et mes colères, avec un regard toujours bienveillant et une gentillesse sincère. Merci pour tous les bons moments passés, les pauses café et les apéros, les discussions sérieuses et les franches rigolades ! Petit clin d'œil à *Magali*, co-bureau intermittente, mais ce fut toujours un grand plaisir d'avoir une autre thésarde géochimiste avec qui papoter, et à *Bérengère*, nouvelle arrivante, que j'ai eu le plaisir de côtoyer quelques mois !

Un grand merci également à notre super *machine à café* (si si, c'est un soutien indéniable à la thèse et à la recherche !), aux *tablettes de chocolat*, à la *flibuste*, à *mes baskets* et aux *PhDcomics* !

Enfin, parce que trois ans de thèse c'est aussi trois ans de vie, je tiens à remercier mes meilleurs amis, que dis-je, ma famille de cœur ! Merci à *Harmonie* et *Rémi* d'être toujours à mes côtés malgré la distance grandissante entre nous, merci pour tous les moments que l'on partage lors de mes passages express en Moselle, et merci de m'avoir toujours soutenue, merci également à *Emeline* de ne m'avoir jamais lâchée depuis l'époque nancéenne (et vu nos nombreux déménagements respectifs ce fut presque un défi), et merci à *Tom* d'être toujours là et de si bien me comprendre...

En dernier lieu je remercie sincèrement ma famille pour tout ce qu'ils m'apportent, merci à mon frère adoré, *Damien*, de toujours veiller sur sa petite sœur, et merci à *mes parents*, d'avoir cru en moi, de m'avoir accompagné jusqu'ici, de m'avoir toujours laissée faire mes propres choix, de m'avoir fait confiance, et de m'avoir laissée voler de mes propres ailes même s'ils avaient peur que je me les brûle...

Table des matières

REMERCIEMENTS	7
RÉSUMÉ	13
ABSTRACT	15
INTRODUCTION.....	17
I. Dynamique des systèmes d'interaction point chaud-dorsale	19
1. Généralités sur le volcanisme de dorsale et de point chaud	19
2. Interactions points chauds – dorsales : connaissances et zones d'ombres.....	20
3. Particularité du système Amsterdam-St. Paul/SEIR	23
II. Présentation de la zone d'étude dorsale.....	25
1. Contexte général	25
2. Géochimie et existence du point chaud ASP.....	26
III. La campagne PLURIEL et la politique d'échantillonnage	26
1. Mission PLURIEL	26
2. Echantillonnage de l'île d'Amsterdam.....	31
IV. Problématique et technique d'approche.....	33
MÉTHODOLOGIE EXPÉRIMENTALE.....	35
I. Introduction.....	37
II. Choix et préparation des échantillons	37
1. Roches totales.....	37
2. Verres volcaniques	40
III. Géochimie élémentaire	41
1. Roches totales.....	41
2. Verres volcaniques	50
IV. Géochimie isotopique	52
1. Protocoles chimiques et séparation des éléments.....	52
2. Analyses	60
V. Géochronologie K-Ar	68
1. Principe de datation et spécificité de la méthode K-Ar sans spike.....	68
2. Séparation de la mésostase	70
3. Analyses	72
4. Limites de la méthode	77

CHAPITRE 1 : LE POINT CHAUD ASP : CONTRAINTES GÉOCHRONOLOGIQUES ET GÉODYNAMIQUES 79

I.	L'océan Indien, une géodynamique particulière	81
1.	Ouverture et évolution de l'océan Indien	81
2.	Géodynamique actuelle	84
II.	Le cas d'Amsterdam-St. Paul	85
1.	La chaîne des Poètes Disparus	86
2.	Le plateau d'Amsterdam-St Paul	88
III.	Article sous presse <i>Journal of Geophysical Research</i>	89
	<i>Hotspot activity and tectonic settings near Amsterdam-St Paul plateau (Indian Ocean)</i>	
	Introduction	93
1.	Geological setting	94
2.	K-Ar geochronology	96
3.	Discussion	100
	Conclusion	107

CHAPITRE 2 : LE POINT CHAUD ASP : CONTRAINTES GÉOCHIMIQUES ET IMPLICATIONS..... 143

I.	L'océan Indien, une géochimie particulière.....	145
1.	L'anomalie DUPAL	145
2.	La géochimie du plateau ASP dans ce contexte	148
II.	Nouvelles contraintes sur la géochimie d'ASP	152
1.	La chaîne des Poètes Disparus	152
2.	Le plateau ASP	157
3.	PLU DR24	164
III.	Le plateau ASP, pôles et mélange	165
1.	Le DM Indien et l'influence d'un point chaud	166
2.	ASP-DM et l'influence de PLU DR24	167
IV.	Caractérisation du point chaud ASP	171
1.	Expression du panache ASP, pourquoi sous le segment H ?	171
2.	Composition du panache ASP, lien avec un recyclage profond	172
V.	Caractérisation du pôle isotopique PLU DR24	175
1.	PLUDR24 : l'expression locale de l'anomalie DUPAL	175
2.	Composition et origine de PLU DR24	176
3.	Incorporation dans le manteau et expression de la croûte continentale inférieure	190
VI.	Conclusions	191

CHAPITRE 3 : L'ÎLE D'AMSTERDAM : UNE NOUVELLE APPROCHE.....	195
I. L'île d'Amsterdam, un volcan peu connu	197
II. L'île d'Amsterdam : jeune et homogène	199
1. Composition élémentaire	199
2. Composition isotopique	203
3. Géochronologie	206
III. L'île d'Amsterdam : influence continentale et réservoir intermédiaire	208
1. L'île d'Amsterdam dans le plateau ASP	208
2. L'influence de l'anomalie DUPAL	209
IV. Conclusion	210
 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	 213
 RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	 223
 ANNEXES	 241
✓ Pétrographie des échantillons.....	243
✓ Tableaux de résultats d'analyses	247
✓ Etudes géophysiques associées	261
✓ Article publié dans <i>InterRidge News 2008</i>.....	267
..... <i>Sampling and surveying ridge-hotspot interaction on the CIR, 19°S: cruise KNOX11RR</i>	
✓ Article publié dans <i>InterRidge News 2010</i>.....	271
..... <i>Cruise PARISUB on EPR 16°N: magmatism and hydrothermalism over a ridge-hotspot interaction</i>	
✓ Article publié dans <i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>	277
..... <i>Borobudur, a basin under volcanic influence: 361,000BP to present</i>	

Résumé

Le plateau Amsterdam-St. Paul (ASP) est un plateau océanique issu de l'interaction entre le point chaud éponyme et la dorsale sud-est Indienne. Il est prolongé au nord-est par la chaîne des Poètes Disparus (CDP pour Chain of the Dead Poets), une chaîne volcanique liée à l'activité intraplaque du point chaud. L'étude du plateau et de la chaîne révèle que la composition du point chaud ASP nécessite la présence dans le manteau source de croûte océanique chargée de sédiments pélagiques recyclée via subduction il y a 1,5Ga. Le panache ASP s'exprime en surface de manière discontinue, par le biais de pulses, et à la faveur de zones de faiblesses telles que les dorsales, les zones de fractures et les zones de déformation diffuse. De ce fait, la construction de la chaîne est directement liée (1) aux pulses du panache et (2) à la déformation diffuse engendrée par le mouvement des plaques Capricorne et Australie. Des datations K-Ar révèlent que cette chaîne est constituée de deux générations de volcans : (1) une ancienne génération datée à ~9Ma et constituée d'édifices de taille importante, ayant probablement eu une phase émergée et (2) une jeune génération, âgée de moins de 2Ma, et constituée d'édifices plus petits, formés par la migration de matériel issu du panache sous le plateau ASP lors du dernier pulse et à l'épanchement en surface à la faveur de zones de faiblesse. L'orientation de la chaîne et des édifices qui la composent indique que le maximum de divergence entre les plaques Capricorne et Australie se produit selon une orientation N155°. En outre, le panache présente un mouvement propre de l'ordre de 1-2 cm/an vers le sud-ouest qui a contribué à son rapprochement de la dorsale. Ce mouvement à l'encontre des flux asthénosphériques implique un ancrage du panache, confirmant son origine profonde. Les compositions élémentaires et isotopiques (Sr-Nd-Pb-Hf) des laves émises sur le plateau ASP révèlent l'interaction entre le panache, le manteau supérieur Indien et l'influence de l'anomalie DUPAL. Le manteau supérieur Indien sous le plateau ASP est hétérogène et consiste en un manteau appauvri contaminé par des lambeaux de croûte continentale inférieure, composés de granulites à grenat et plagioclase, probablement délaminate pendant la fracturation du méga-continent Gondwana. Les résultats de cette étude affermissent donc le modèle proposé de recyclage dans le manteau supérieur de granulites comme origine de l'anomalie DUPAL. La présence de ces trois pôles (point chaud, manteau supérieur et croûte continentale inférieure), ainsi que leurs mélanges en proportions variables, entraînent une grande variabilité de compositions dans les laves du plateau. L'apparente homogénéité de l'île d'Amsterdam, l'un des sommets émergés du plateau, se révèle donc être un biais lié à la présence de réservoirs magmatiques intermédiaires dans sa structure.

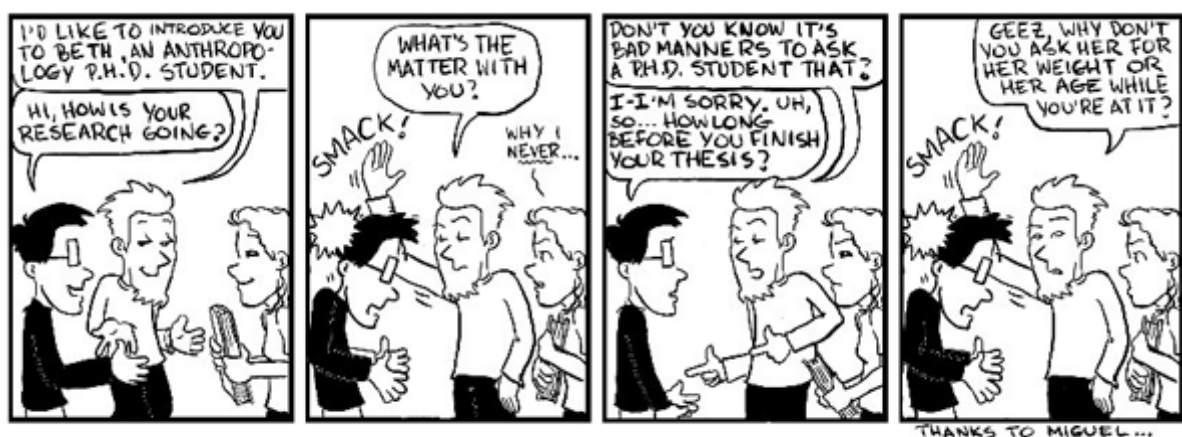
Mots clés : point chaud, dorsale, plateau océanique, océan Indien, anomalie DUPAL, volcanisme, géochronologie K-Ar, géochimie, isotopes Sr-Nd-Pb-Hf.

Abstract

The Amsterdam-St Paul oceanic plateau (ASP) results from the interaction between the ASP hotspot and the Southeast Indian ridge. A volcanic chain, named the chain of the dead Poets (CDP), lies to its northward tip and is related to the hotspot intraplate activity. The ASP plateau and CDP study reveals that ASP plume composition comes from oceanic crust and pelagic sediments recycled in the mantle through a 1.5Ga subduction process. ASP plume activity is pulsatile and occurs preferentially on weakness zones like mid-ocean ridge, fracture zones or diffuse deformation zones. The CDP construction results from (1) the plume pulses and (2) the diffuse divergent boundary between the Capricorn and Australian plates. K-Ar datings reveal that this volcanic chain is made of two generations of seamounts: (1) an old one, of about 9Ma and made of large edifices which had probably a sub-aerial period and (2) a young one, younger than 2Ma, and made of small edifices related to some pounded plume pulse material which had erupted through weak area. The CDP orientation, as well as the seamounts', reveals that the maximum divergence between the Capricorn and Australian plates occurs along a N155° direction. ASP plume own motion is about 1-2 cm/yr to the SW, which contributed to its rapprochement with the SEIR. This motion toward asthenospheric flow requires a plume anchorage, thus confirming its deep origin. The ASP plateau lavas have a composition (major and trace elements and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes) reflecting the interaction between ASP plume, and the Indian MORB mantle, with some clear DUPAL input. The Indian upper mantle below ASP plateau is heterogeneous and made of a depleted mantle with lower continental crust strips in the form of garnet-plagioclase granulites, probably delaminated during the Gondwana break-up. The lower continental crust is one of the possible reservoirs for the DUPAL anomaly origin and our data support it. The three endmembers involved (plume, upper mantle and lower continental crust) and their mixing in different proportions enhances an important geochemical variability in the plateau lavas. Consequently, the apparent composition homogeneity of Amsterdam Island, an aerial summit of the plateau, may result from the presence of intermediate magmatic chambers into the plateau structure.

Keywords: hotspot, mid-ocean ridge, oceanic plateau, Indian Ocean, DUPAL anomaly, volcanism, K-Ar geochronology, geochemistry, Sr-Nd-Pb-Hf isotopes.

Introduction



JORGE CHAM ©THE STANFORD DAILY

I. DYNAMIQUE DES SYSTÈMES D'INTERACTION POINT CHAUD-DORSALE

1. GÉNÉRALITÉS SUR LE VOLCANISME DE DORSALE ET DE POINT CHAUD

La distribution mondiale des dorsales médio-océaniques est directement liée à la dynamique et à la structure thermique du manteau. En effet, des mouvements de convections mantelliques de grande ampleur entraîne un déplacement des plaques lithosphériques. Ces déplacements se traduisent par la formation de zones de convergence ainsi que de zones de divergence, par exemple les dorsales.

En 1963, Wilson suggère que le volcanisme le long de la chaîne des volcans d'Hawaii peut être expliqué par un mouvement de la lithosphère au dessus des courants mantelliques sous l'archipel. Ainsi, des anomalies thermiques dans le manteau profond se traduisent par la formation de panaches dont l'expression en surface correspond aux îles volcaniques intra-plaques. On parle ici de volcanisme de point chaud. Le terme de panache est désormais également utilisé pour décrire des anomalies tomographiques qui ont peu ou pas d'expression en surface [Sleep, 1997, Nataf, 2000, Courtillot *et al.*, 2003, Montelli *et al.*, 2004]. Les panaches mantelliques remontent à travers le manteau de façon adiabatique depuis, soit la limite manteau supérieur-manteau inférieur (670km), soit la couche D" marquant l'interface manteau-noyau [Campbell&Griffith, 1990, Kellog *et al.*, 1999]. La remontée adiabatique du panache entraîne une décompression à température constante, provoquant ainsi la fusion partielle du matériel et l'émission en surface de magma. Ce processus de transfert de matière est considéré comme l'un des mécanismes servant à refroidir l'intérieur de la Terre.

La remontée du panache se fait au travers des courants convectifs mantelliques. Le volcanisme de point chaud résultant est donc indépendant du mouvement des plaques lithosphériques. Ainsi, le panache mantellique est considéré comme fixe dans le référentiel des points chauds, qui a pour ancrage la plaque Antarctique (considérée fixe par rapport aux autres) [Gripp *et al.*, 1990].

La répartition des points chauds à la surface du globe (Figure I-1) implique qu'une grande partie du système global des dorsales est, ou a été, sous l'influence d'un point chaud. De ce fait, les processus d'interaction entre dorsales et points chauds ont été étudiés pour leurs aspects thermiques et chimiques [Morgan, 1978, Schilling, 1985-1991, Small, 1995].

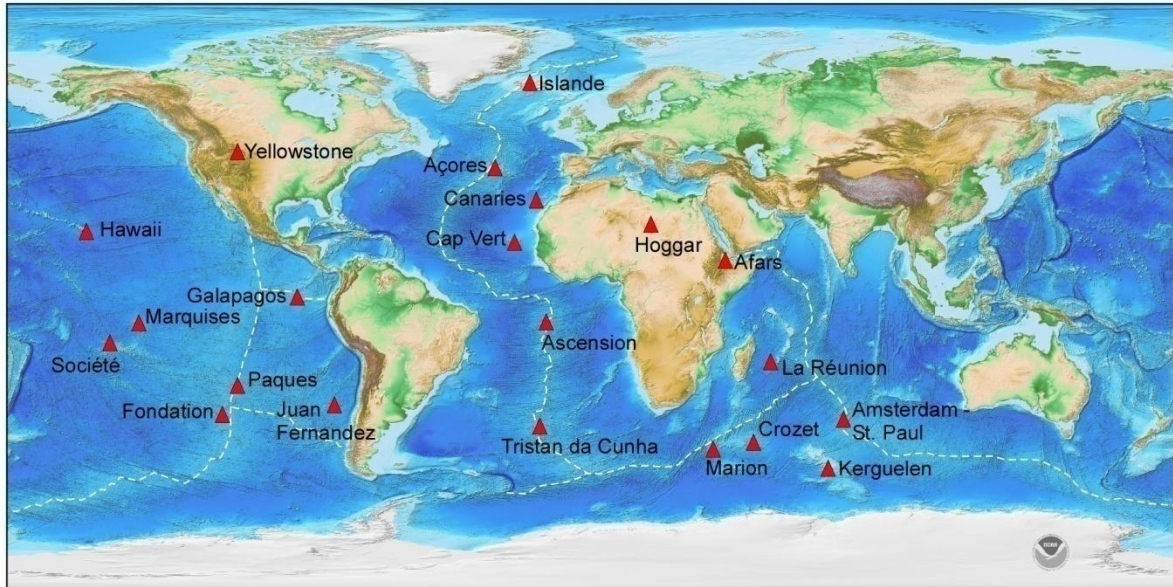


Figure I-1 : Carte des principaux points chauds recensés (symbolisés par des triangles rouges). Les dorsales médio-océaniques sont représentées par les lignes en pointillés blancs. La carte topographique et bathymétrique a été modifiée d'après Arnante&Eakins [2009]

2. INTERACTIONS POINTS CHAUDS-DORSALES: CONNAISSANCES ET ZONES D'OMBRES

L'interaction entre un point chaud et une dorsale peut se produire selon trois configurations différentes :

- Une dorsale approchant un point chaud (le point chaud étant supposé fixe)
- Une dorsale située à l'aplomb d'un point chaud
- Une dorsale s'éloignant d'un point chaud

Cette géométrie est un facteur important dans la dynamique de l'interaction [Ito *et al.*, 1997, Ribe&Delattre, 1998, Maia *et al.*, 2000-2001]. Par conséquent, l'évolution temporelle de la géométrie du système apparaît comme essentielle dans la dynamique globale de l'ensemble. Les trois configurations sont détaillées sur la figure I-2

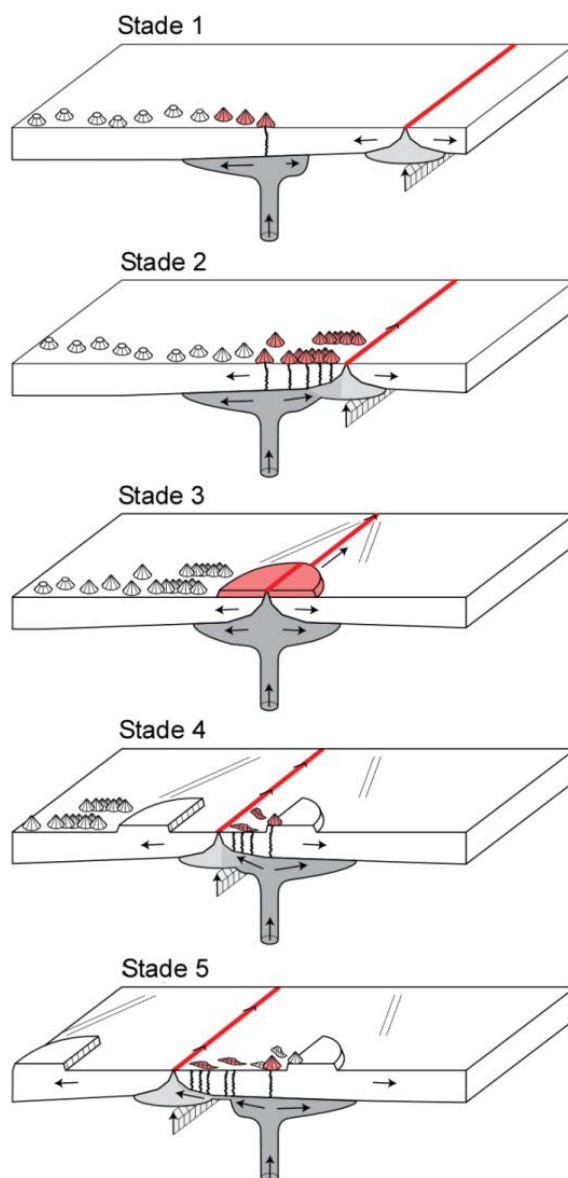


Figure I-2 : Schémas de l'évolution de l'interaction entre un point chaud et une dorsale océanique d'après Dymant et al. [2007].

La dorsale se déplace vers la gauche et le point chaud est considéré fixe. Les stades 1 et 2 correspondent à la phase de rapprochement et au début de l'interaction des centres d'accrétion. Le stade 2 correspond à la phase de superposition de la ride et du point chaud. Les stades 4 et 5 correspondent à la phase d'éloignement des centres d'accrétion.

Lors des stades 1 et 2 le mouvement de la plaque tend à limiter l'interaction entre la ride et le point chaud tandis que lors des stades 4 et 5 l'interaction est favorisée par ce même mouvement.

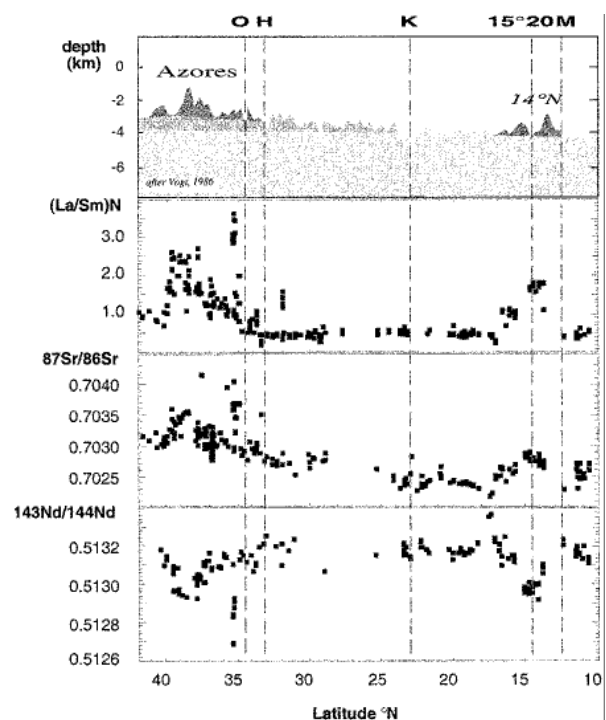
La majorité des cas étudiés correspondent à des systèmes où la dorsale est située à l'aplomb du panache ou s'en éloigne.

Dans le cas d'une dorsale située à l'aplomb d'un point chaud, l'excès de magmatisme résultant de températures plus élevées du manteau supérieur (dus à la présence du panache) contribue à la

formation d'un plateau océanique. L'exemple classique de ce premier cas est le système Islande/dorsale médio-Atlantique (MAR pour *Mid-Atlantic Ridge*) [Schilling, 1973, Vogt, 1976]. Dans le cas des systèmes Açores/MAR et Amsterdam - St Paul/ dorsale Sud-Est Indienne (SEIR pour *South East Indian Ridge*), les plateaux océaniques formés ont une épaisseur pouvant atteindre le double de la croûte océanique normale (10-12 km) [Escartin *et al.*, 2000, Scheirer *et al.*, 2000, Gente *et al.*, 2003]. Bien que l'interaction semble toujours active, ces plateaux présentent la particularité d'être en partie (Amsterdam - St Paul) ou totalement (Açores) "riftés" [Gente *et al.*, 2003].

Les compositions élémentaires et isotopiques des laves témoignent également de l'influence du point chaud le long de l'axe d'une dorsale (Figure I-3) [Dosso *et al.*, 1999]. Dans le cas des Açores, dont la phase d'éloignement relatif du point chaud et de la dorsale est en cours, on peut observer cette influence d'un point de vue géochimique au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la position du point chaud.

Figure I-3 : représentation de la bathymétrie et des rapports $\text{La/Sm}_{\text{norm}}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la latitude le long de la MAR [d'après Dosso *et al.*, 1999]. Des variations dans le rapport de base (augmentation ou diminution) marque l'influence d'un point chaud (ici Açores) sur la composition des MORB.



Dans les cas d'éloignement relatif de la dorsale et du point chaud, on peut citer les cas suivants :

- Açores/MAR [Vogt, 1976, Escartin *et al.*, 2000, Gente *et al.*, 2003]
- Galápagos/dorsale Coco-Nazca [Morgan, 1978, Schilling *et al.*, 1982]
- La Réunion/ dorsale centrale Indienne (CIR pour *Central Indian Ridge*) [Morgan, 1978]
- Ascension/dorsale médio-Atlantique sud [Hanan *et al.*, 1985, Schilling *et al.*, 1985]
- Ile de Pâques/ dorsale Est-Pacifique [Kingsley&Schilling, 1998, Pan&Batiza, 1998]

Comparativement, le cas d'une dorsale approchant un point chaud a été peu analysé car de tels systèmes sont rares. Seul le cas Fondation/dorsale Pacifique - Antarctique (PAR pour *Pacific-Antarctic Ridge*) a été étudié à ce jour [Devey *et al.*, 1997, Maia *et al.*, 2000-2001]. Il ressort de cette

étude que le mouvement de la plaque lithosphérique sus-jacente a tendance à éloigner le matériel du panache de la dorsale, rendant ainsi l'interaction moins efficace et retardant donc les effets de sa mise en place effective [Maia *et al.*, 2000]. A l'inverse, dans le cas d'une dorsale s'éloignant d'un panache, le mouvement des plaques entraîne une partie du matériel du panache vers la ride, rendant ainsi l'interaction plus durable. Par conséquent, l'interaction point chaud/dorsale sera, dans le premier cas, contrariée, alors qu'elle restera active sur une plus grande distance dans le second (figure I-2).

Deux mécanismes sont proposés pour expliquer ces interactions :

- Un mélange entre le manteau solide enrichi du panache et le manteau présent sous la dorsale (cas des Galápagos [Schilling, 1991 ; Kokfelt *et al.*, 2005]).
- Un mouvement de liquide indépendamment du solide du panache vers l'axe de la dorsale (cas de l'Islande [Braun&Sohn, 2003; Kokfelt *et al.*, 2003]).

3. PARTICULARITÉ DU SYSTÈME AMSTERDAM-ST-PAUL (ASP)/SEIR

L'intérêt du système ASP/SEIR réside dans le fait qu'il a présenté successivement les trois géométries d'interaction précédemment citées. En effet, il correspond à un système d'interaction complet depuis la phase de rapprochement relatif du point chaud et de la dorsale jusqu'à la phase actuelle d'éloignement. Cette région permet donc d'étudier au sein d'un même système l'évolution temporelle des échanges entre le panache et la dorsale, en fonction de l'évolution géométrique de l'ensemble (mouvements relatifs entre le point chaud ASP et la SEIR).

Cette région est encore mal connue mais l'activité la plus récente de ce point chaud semble se situer au niveau du seamount Boomerang (Figure I-4) [Johnson *et al.*, 2000] (mis en évidence suite à la campagne du même nom sur le R/V Melville - 1996). Ce seamount, ainsi que les îles Amsterdam et St. Paul (Terres Australes et Antarctiques Françaises) se sont formés sur une structure plus grande, le plateau d'Amsterdam – St Paul, résultant de l'activité du point chaud éponyme. Ce plateau est traversé par la SEIR et est situé pour l'essentiel sur la plaque Indo-Australienne, et de façon plus modeste sur la plaque Antarctique.

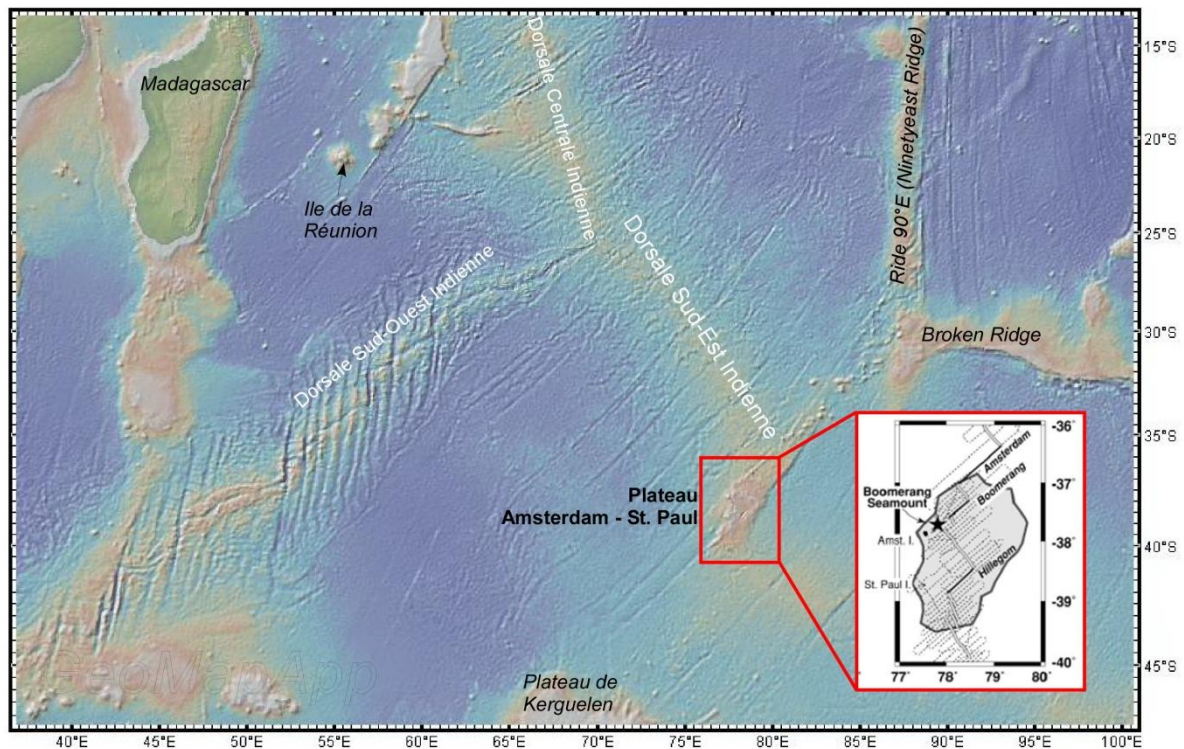


Figure I-4 : Carte de l'Océan Indien avec la localisation géographique des principales structures citées dans le texte. La localisation du seamount Boomerang sur le plateau ASP tirée de Johnson et al. [2000]

La SEIR, qui sépare les plaques Antarctique et Australienne, se déplace vers le Nord-Ouest à une vitesse équivalente à deux fois son demi-taux d'expansion (32 mm/an) puisque la plaque Antarctique est considéré comme fixe dans le référentiel des points chauds. Dans le passé, et avant que l'interaction ne se produise, la dorsale se situait plus au Sud-est, et le panache sous la plaque Indo-Australienne. Le mouvement relatif de cette plaque a entraîné la formation d'une chaîne de seamounts visible au Nord-Est de la SEIR. Cette chaîne s'étend du plateau ASP à l'intersection de Broken Ridge et de la ride 90°E, et est considérée comme la trace de l'activité ancienne du point chaud ASP [Luyendik *et al.*, 1977 ; Royer *et al.*, 1988 ; Smith *et al.*, 1997]. L'activité magmatique depuis l'intersection Broken Ridge/ride 90°E jusqu'au seamount Boomerang représente donc effectivement l'ensemble du processus d'interaction depuis le rapprochement relatif du point chaud et de la dorsale, la période d'interaction s. s. (correspondant à la mise en place du plateau), et l'actuel éloignement engendrant le rifting du plateau.

II. PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

1. CONTEXTE GÉNÉRAL

Le plancher océanique de l'océan Indien est formé par trois dorsales qui se rejoignent au point triple de Rodrigues. La SEIR s'étend de ce point triple jusqu'au point triple de Macquarie, situé plus à l'Est, en séparant les plaques lithosphériques Antarctique et Indo-Australienne. Elle traverse le plateau d'Amsterdam-St Paul (ASP).

Le plateau ASP est le seul plateau océanique de l'océan Indien actuellement traversé par une dorsale, comme l'est l'Islande dans l'Atlantique Nord [Conder *et al.*, 2000].

Les îles Amsterdam et St Paul se sont formées sur le plateau et sont situées sur la plaque Antarctique, respectivement à 100 et 50km de la SEIR [Royer&Schlich, 1988, Scheirer, 2000], et à 80km l'une de l'autre. Chaque île semble avoir été mise en place récemment par deux cycles volcaniques distincts. L'île St Paul serait âgée de 100 000 ans avec une activité paroxysmale il y a 50 000 ans tandis que l'île d'Amsterdam serait plus ancienne (700 000 ans) avec une activité paroxysmale vers 300 000 ans BP. Néanmoins le manque de données incite à la prudence quant à ces périodes d'activité. L'un des objectifs de cette thèse est précisément de tenter de préciser celle de l'île d'Amsterdam.

Ces îles appartiennent à un plateau topographique de 150km par 200 mis en place par l'effet combiné du panache ASP et de la SEIR. Ce plateau comprend plusieurs segments de dorsales (I2 à J2 d'après la nomenclature de Royer&Schlich [1988]), dont la topographie s'élève de 1 à 3km par rapport au plancher océanique, et dont la longueur varie entre 25 et 100km. Il est délimité au Nord par la faille transformante d'Amsterdam (AFZ pour *Amsterdam fracture zone*) et au Sud par celle de St Paul (SPFZ pour *St. Paul fracture zone*).

Une reconstruction cinématique de la position supposée du point chaud ASP effectuée par Royer&Schlich [1988] semble indiquer que ce plateau aurait 5 Ma et que le point chaud aurait été actif depuis 20 Ma (figure I-5). Toutefois, l'âge exact du plancher océanique dans cette partie de

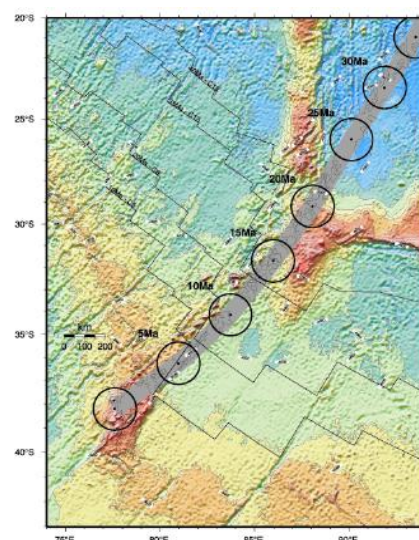


Figure I-5 : reconstruction cinématique de la position du point chaud Amsterdam – St Paul dans l'océan Indien d'après Royer [pers. Comm.]

l'océan Indien est également mal connu. Scheirer [2000], en étudiant la morphologie volcanique et la géométrie des zones de fractures, suggère que le point chaud aurait fonctionné sous la plaque Australienne de -10 à -5Ma avant d'être capturé par la dorsale voisine, ce qui est concordant avec la reconstruction de Royer&Schlich [1988]. Les datations potassium-argon réalisées dans le cadre de cette thèse permettront de confirmer ou d'infirmer ces résultats.

2. GÉOCHIMIE ET EXISTENCE DU POINT CHAUD ASP

L'existence même du point chaud ASP a longtemps été l'objet de controverses. En effet, certains auteurs, dont Morgan [1978], ont proposé que les îles Amsterdam et St Paul résultaient d'un flux sublithosphérique entre le point chaud de Kerguelen (situé à 1200km au Sud-Est) et la SEIR. Toutefois, ce modèle s'est ultérieurement révélé incompatible avec les compositions isotopiques des laves des îles Amsterdam et St Paul. En effet, des analyses [Dosso *et al.*, 1988, Johnson *et al.* 2000, Doucet *et al.*, 2004] ont montré que les laves des îles Amsterdam et St Paul avaient des compositions isotopiques différentes de celles du point chaud de Kerguelen (et différentes entre-elles), notamment l'île d'Amsterdam dont la composition en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement élevée est incompatible avec l'hypothèse d'un mélange binaire de matériels du point chaud de Kerguelen et de la SEIR. Cependant, les compositions isotopiques en Sr, Nd, Pb et Hf obtenues par Doucet *et al.* [2004] montrent que les points chauds ASP et Kerguelen ont bien un composant commun à savoir l'anomalie DUPAL reconnue sous l'ensemble de l'océan Indien. [Dupré&Allegre, 1983; Hart, 1984]

La caractérisation des anciens volcans formés par le point chaud ASP est donc fondamentale pour la compréhension du fonctionnement et de la composition de ce point chaud. Cette étude permettra en outre d'apporter des éléments de compréhension sur la dynamique mantellique sous le plateau ASP et sous l'océan Indien. Les rares études disponibles se concentrent essentiellement sur les îles Amsterdam et St Paul, et récemment sur le volcan Boomerang et sur le segment de SEIR traversant le plateau. Un échantillonnage plus complet de la zone était donc nécessaire pour permettre une étude à l'échelle de la zone d'interaction.

III. CAMPAGNE PLURIEL ET POLITIQUE D'ÉCHANTILLONNAGE

1. LA MISSION PLURIEL

Le plateau ASP et la chaîne de seamount représentant la trace supposée du point chaud ont été échantillonnés durant la campagne océanographique PLURIEL (PLUme-Ridge Interaction and

EvoLution) qui s'est déroulée du 18 septembre au 31 octobre 2006, à bord du Navire Océanographique *Marion Dufresne*, sous la direction de Marcia Maia.

1.1. Cartographie du plateau ASP et de la chaîne de seamounts associée

La cartographie précise du plateau ASP et de la chaîne de seamounts, nommée alors chaîne des Poètes Disparus, a été obtenue par l'utilisation d'un sondeur multifaisceaux de type Thomson Marconi Sonar (TSM) 5265B. Une couverture de 20 000 km² a été réalisée au cours de la mission permettant ainsi de mieux définir les limites des bordures du plateau, la morphologie détaillée des structures et de la chaîne de seamounts, et enfin le choix des zones optimales de dragages.

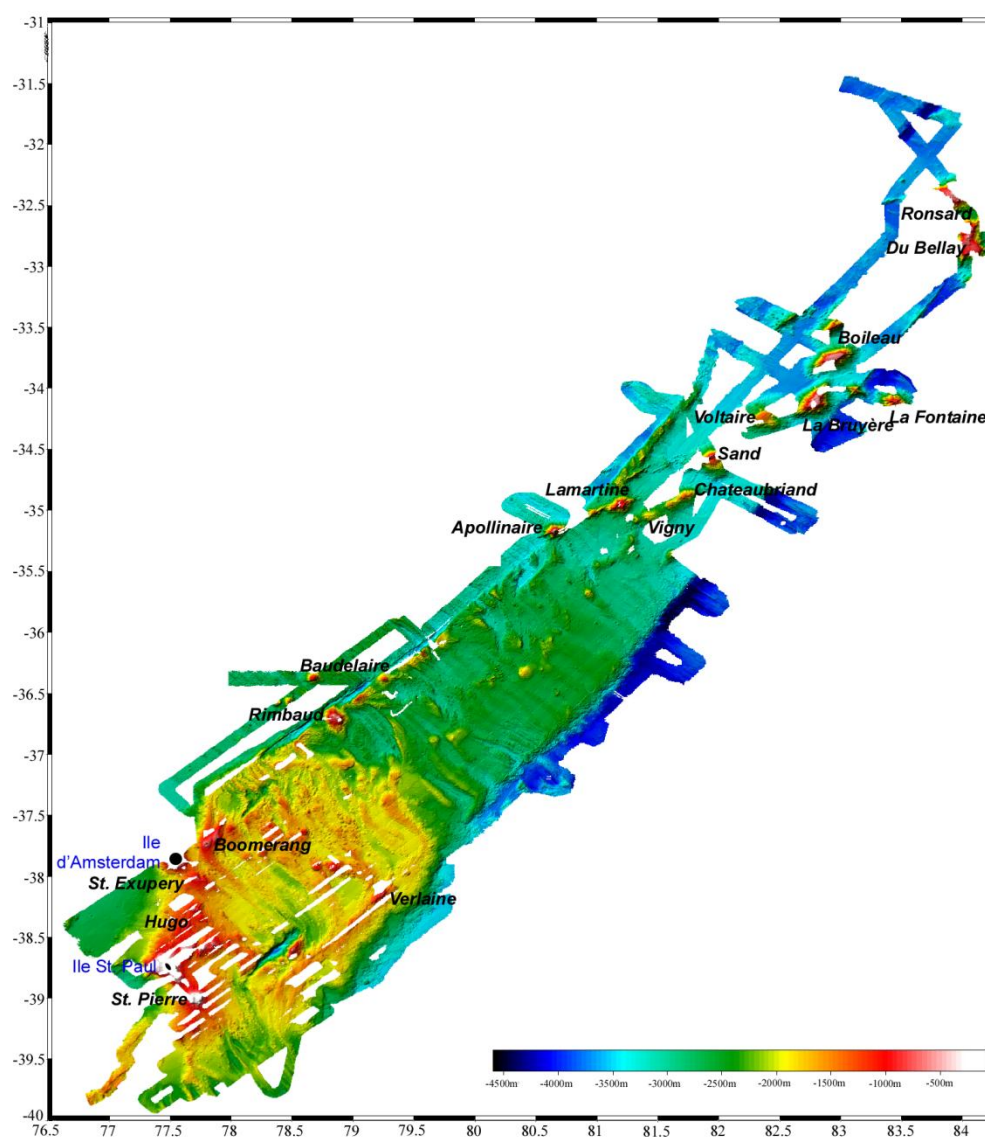


Figure I-6 : Carte bathymétrique du plateau ASP et de la chaîne des Poètes Disparus obtenue durant la campagne PLURIEL

1.2. Echantillonnage du plateau ASP et de la chaîne de seamounts associée

Au cours de cette mission quarante dragages ont été effectués. 75% des dragages effectués ont permis d'échantillonner trente sites de la région étudiée, à la fois le plateau, les seamounts et l'axe de la dorsale. Le verre volcanique des échantillons les mieux conservés a été prélevé à bord du navire à l'aide d'un burin et conditionné à part. La localisation des sites de dragages est présentée dans la table I-1 et représentée sur la figure I-7.

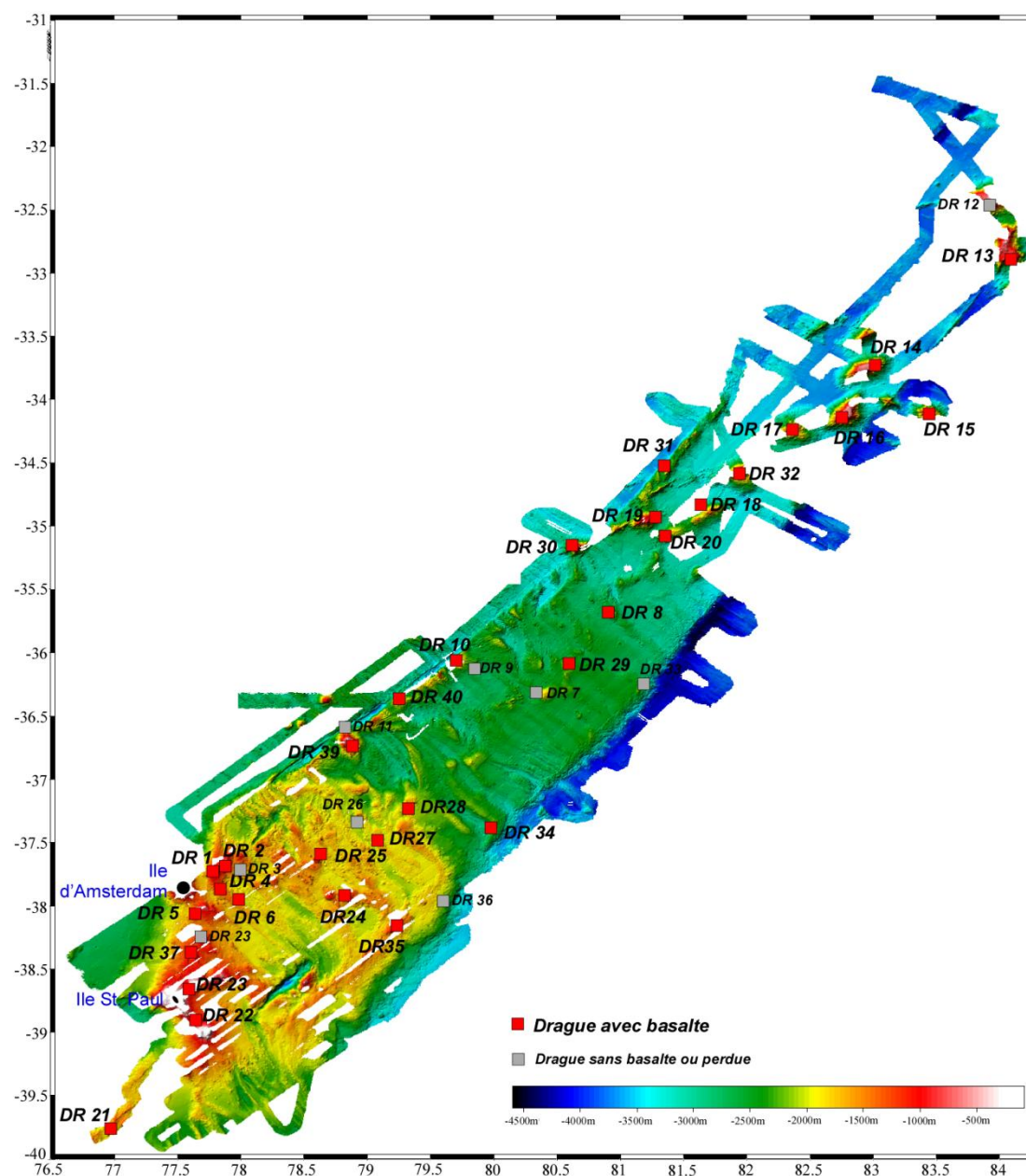


Figure I-7 : Sites des dragages réalisés durant la campagne PLURIEL

Table I-1: Dates et coordonnées des dragages effectués durant la campagne PLURIEL (les points A et B correspondent respectivement aux coordonnées de début et de fin de drague) :

Date	Drague		Latitude	Longitude	Profondeur	Site	Poids (kg)
25/09/2006	PLU DR1	A	S37°41.50	E77°54.90	910	Seamount	1000
		B	S37°40.53	E77°53.91	760		
25/09/2006	PLU DR2	A	S37°35.68	E78°00.99	1030	Seamount	200 à 300
		B	S37°35.67	E78.00.40	1010		
25/09/2006	PLU DR3	A	S37°38.90	E78°09.00	2025	Plancher de dorsale	5
		B	S37°39.10	E78°08.02	2040		
26/09/2006	PLU DR4	A	S37°51.50	E78°03.50	1900	Plancher de dorsale	20
		B	S37°51.80	E78°03.00	1800		
26/09/2006	PLU DR5	A	S38°00.20	E77°45.58	905	Seamount	60
		B	S38°00.21	E77°44.66	690		
26/09/2006	PLU DR6	A	S38°04.18	E78°13.79	1795	Axe de la dorsale	120
		B	S38°04.08	E78°12.23	1750		
28/09/2006	PLU DR7	A	S36°19.00	E80°25.85	2000	Seamount	30
		B	S36°19.00	E80°25.30	1860		
29/09/2006	PLU DR8	A	S35°39.75	E80°55.70	2000	Seamount	350
		B	S35°40.70	E80°55.10	1670		
30/09/2006	PLU DR9	Drague et pinger perdus					
30/09/2006	PLU DR10	A	S36°03.79	E79°43.77	1800	Inside corner	150
		B	S36°03.69	E79°41.77	1520		
01/10/2006	PLU DR11	Drague et lest 1 tonne perdus					
03/10/2006	PLU DR12	A	S32°20.91	E83°50.39	2230	Seamount	3 à 5
		B	S32°21.36	E83°49.40	2240		
04/10/2006	PLU DR13	A	S32°44.31	E84°04.86	1560	Seamount	14
		B	S32°44.24	E84°04.67	1450		
05/10/2006	PLU DR14	A	S33°40.51	E83°04.52	2520	Seamount	50
		B	S33°40.63	E83°04.30	2440		

Date	Drague		Latitude	Longitude	Profondeur	Site	Poids (kg)
05/10/2006	PLU DR15	A	S34°04.92	E83°27.41	1600	Seamount	500
		B	S34°05.64	E83°27.87	1560		
06/10/2006	PLU DR16	A	S34°03.90	E82°42.70	2200	Seamount	250
		B	S34°03.80	E82°42.60	2200		
06/10/2006	PLU DR17	A	S34°18.89	E82°24.70	2140	Seamount	100
		B	S34°18.22	E82°25.49	1980		
08/10/2006	PLU DR18	A	S34°50.78	E81°47.25	2150	Seamount	30
		B	S34°51.55	E81°46.34	1820		
08/10/2006	PLU DR19	A	S34°55.48	E81°16.46	1820	Seamount	1000 à 1500
		B	S34°55.21	E81°16.21	1440		
08/10/2006	PLU DR20	A	S35°02.52	E81°23.12	2120	Seamount	1500
		B	S35°03.99	E81°22.28	1940		
12/10/2006	PLU DR21	A	S39°49.08	E76°51.05	1400	Seamount peu structuré	500
		B	S39°48.71	E76°50.70	1240		
12/10/2006	PLU DR22	A	S39°02.89	E77°43.21	980	Seamount	200
		B	S39°02.09	E77°43.25	860		
12/10/2006	PLU DR23	A	S38°40.06	E77°40.45	1160	Seamount	100
		B	S38°39.28	E77°40.48	900		
13/10/2006	PLU DR24	A	S37°54.99	E78°54.20	1310	Seamount	40
		B	S37°54.18	E78°50.70	900		
13/10/2006	PLU DR25	A	S37°37.21	E78°37.63	1160	Seamount	400
		B	S37°37.20	E78°36.49	900		
14/10/2006	PLU DR26	A	S37°30.93	E78°54.51	1710	intérieur	vide
		B	S37°31.13	E78°54.33	1660	Seamount	
14/10/2006	PLU DR27	A	S37°31.71	E78°55.91	1830	Seamount	0,5
		B	S37°32.07	E78°55.50	1660		
14/10/2006	PLU DR28	A	S37°22.71	E79°16.23	1430	Seamount	400
		B	S37°23.19	E79°15.78	1350		
15/10/2006	PLU DR29	A	S36°10.28	E80°34.37	2050	Seamount	80
		B	S36°10.42	E80°34.08	1810		

Date	Drague		Latitude	Longitude	Profondeur	Site	Poids (kg)
17/10/2006	PLU DR30	A	S35°09.47	E80°41.37	1100	Seamount	500
		B	S39°09.95	E80°41.37	820		
19/10/2006	PLU DR31	A	S34°22.67	E81°30.25	2300	Seamount	300
		B	S34°22.84	E81°30.74	1920		
19/10/2006	PLU DR32	A	S34°34.98	E81°56.52	1140	Seamount	2
		B	S34°35.12	E81°56.66	1140	circulaire	
20/10/2006	PLU DR33	A	S36°18.20	E81°17.05	3990	Zone de	150
		B	S36°18.19	E81°16.33	3600	fracture	
21/10/2006	PLU DR34	A	S37°24.74	E80°03.84	3050	Zone de	150
		B	S37°24.75	E80°03.54	2850	fracture	
22/10/2006	PLU DR35	A	S38°10.65	E79°12.50	1100	Seamount	20
		B	S38°10.80	E79°11.70	860		
23/10/2006	PLU DR36	A	S38°02.16	E79°38.82	3000	Zone de	200
		B	S38°02.24	E79°39.04	2400	fracture	
24/10/2006	PLU DR37	A	S38°22.72	E77°41.20	1080	Seamount	80 à 100
		B	S38°21.84	E77°39.85	960		
24/10/2006	PLU DR38	A	S38°17.34	E77°46.64	1200	Seamount	200
		B	S38°18.97	E77°46.76	1000	cône pointu	
25/10/2006	PLU DR39	A	S36°44.19	E78°55.23	1470	Seamount	150
		B	S36°44.09	E78°55.03	960		
26/10/2006	PLU DR40	A	S36°23.75	E79°16.46	1520	Seamount	10
		B	S36°23.17	E79°15.87	1260		

2. ÉCHANTILLONNAGE DE L'ÎLE D'AMSTERDAM

Les échantillons de l'île d'Amsterdam (ou Nouvelle Amsterdam) ont été prélevés par Olivier Gilbert, géologue volontaire à l'aide technique (VAT) des Terres Australes et Antarctiques Françaises (TAAF) entre 2006 et 2007. Un décalage entre les positions GPS fournies et la localisation géographique réelle est apparu lors du positionnement des échantillons sur une carte (mis en évidence grâce aux échantillons dont les coordonnées GPS et la localisation géographique étaient

précisés). Ce décalage systématique proviendrait, entre autres, d'une différence de projection entre le système GPS (projection WGS 84) et la carte IGN (projection UTM. Une conversion des coordonnées avec un logiciel de géoréférencement a permis de palier à ce problème et de situer les sites de prélèvement sur la carte ci-après. Les coordonnées des sites de prélèvement sont présentées dans la table I-2.

Table I-1: Localisation des échantillons prélevés sur l'île d'Amsterdam

Province	N° attribué	Localisation géographique	Latitude S	Longitude E	Altitude (en m)
AMS	1		37°48'315"	77°31'322"	108
AMS	2		37°48'316"	77°31'907"	106
AMS	3		37°48'301"	77°31'919"	105
AMS	4	Cratère Antonelli	37°48'705"	77°32'821"	309
AMS	5	Cratère Vulcain	37°49'861"	77°32'531"	572
AMS	6	Caldera BCR	37°50'339"	77°32'611"	731
AMS	7	Haut Coolridge	37°50'875"	77°33'183"	810
AMS	8	Sommet de la Dives			
AMS	9	Baie du loup (en bas)	37°51'262"	77°31'233"	
AMS	10	Baie du loup (en haut)	37°51'262"	77°31'233"	
AMS	11	Cascade Rappelle	37°51'877"	77°32'100"	202
AMS	12	Cratère Cyclop			
AMS	13	Relais 710			

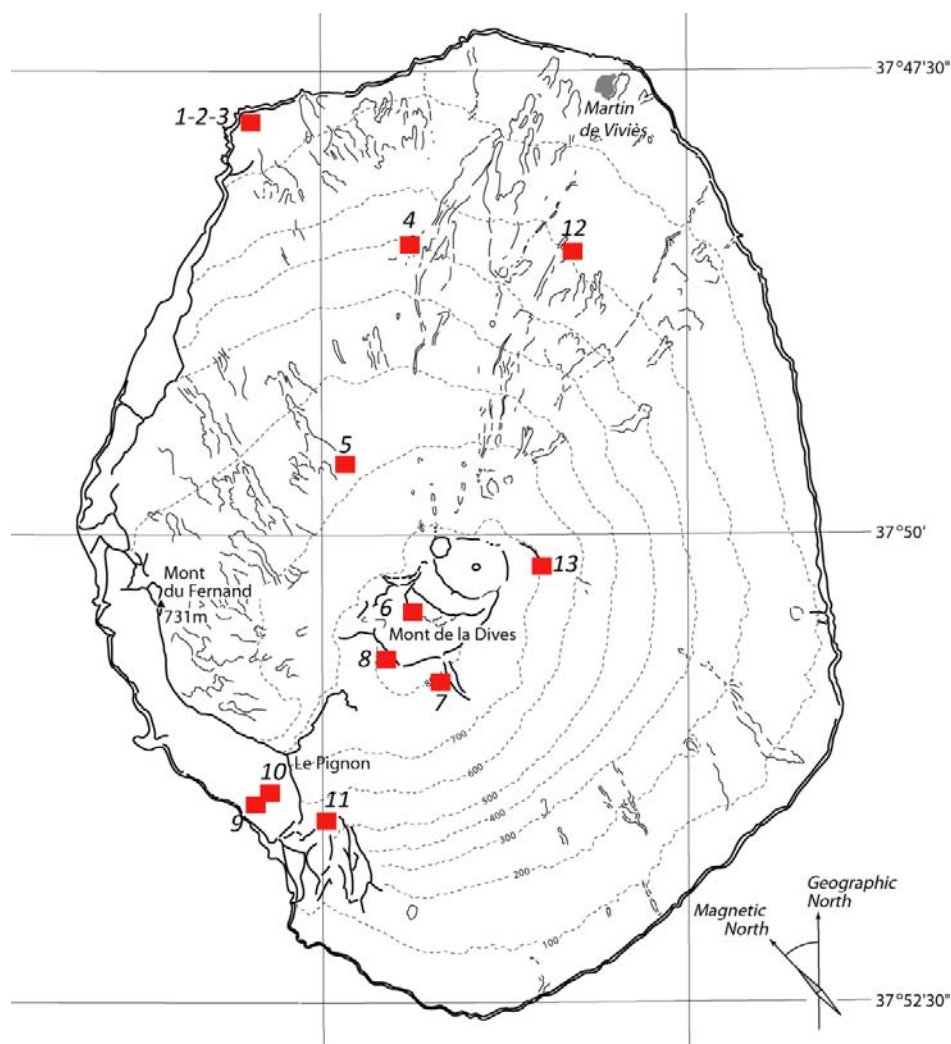


Figure I-8 : Carte de l'île d'Amsterdam et localisation des sites de prélèvement des échantillons [d'après Carvalho et al., 2003]

IV. PROBLÉMATIQUE ET TECHNIQUE D'APPROCHE

Cette région qui a la particularité de regrouper les trois géométries possibles d'un système d'interaction point-chaud/dorsale, rend possible l'analyse de l'interaction en s'affranchissant des particularités propres à chaque système (tout en gardant à l'esprit que les particularités du système ASP/SEIR ne seront pas systématiquement généralisables). De plus, sa localisation en fait un témoin de l'accrétion dans l'océan Indien, dont nous verrons qu'elle présente une composition particulière. Les quelques données disponibles se concentrent sur les îles Amsterdam et St Paul ainsi que sur l'axe de la dorsale ce qui est très restreint pour une étude à l'échelle du plateau. La campagne PLURIEL a permis l'acquisition d'un lot d'échantillons plus complet, permettant ainsi une étude à plus

grande échelle. Des analyses géochimiques et géochronologiques ont été entreprises sur ces échantillons dans le cadre de cette thèse avec pour principaux objectifs de :

- Caractériser le point chaud ASP et sa signature géochimique.
- Contraindre son activité dans le temps
- Analyser ses relations temporelles, géométriques et géochimiques avec la SEIR.
- Apporter des données à la compréhension de la dynamique de l'Océan Indien
- Apporter des données à la compréhension des systèmes point chaud-dorsale dans leur ensemble.

Pour atteindre ces objectifs, un certain nombre de méthodes analytiques (dont les principes sont détaillés en dans la partie Méthodologie expérimentale) ont été utilisées:

- Géochimie des éléments majeurs et traces sur roche totale et verre volcanique
- Géochimie des isotopes du strontium, du néodyme, du plomb et de l'hafnium
- Datation Potassium/Argon

S'ajoute à ces données une étude géophysique complète réalisée en parallèle et dont les principaux résultats ont été soumis pour publication au *Journal of Geophysical Research* [Maia *et al.*, accepted ; Courreges *et al.*, submitted]. Les résumés de ces articles sont présents en annexe.

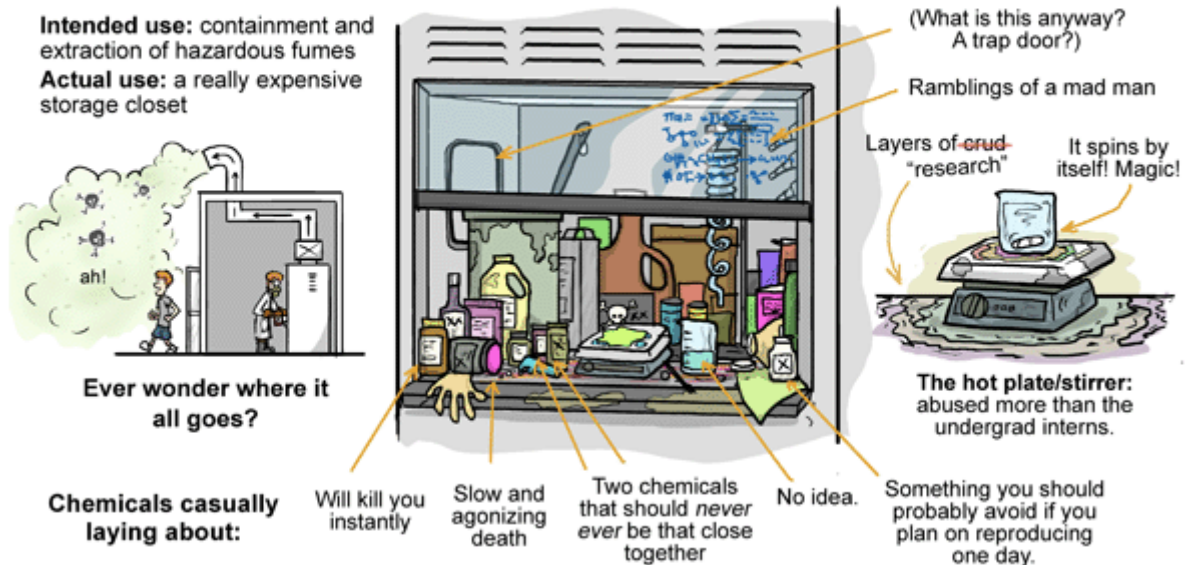
A la fin de ce manuscrit, le lecteur trouvera une carte amovible de l'ensemble du plateau et de la chaîne de seamounts associée, de manière à faciliter le repérage des différents éléments géographiques de la zone au cours de la lecture.

Ce manuscrit s'articule en trois chapitres. Les deux premiers concernent le plateau ASP et son interaction avec la SEIR, d'abord d'un point de vue géochronologique et géodynamique (présenté sous la forme d'un article dans le chapitre 1), puis plus géochimique (chapitre 2). Ces deux chapitres sont suivis d'une étude à l'échelle plus locale apportant de nouvelles contraintes géochronologiques et géochimiques sur l'île d'Amsterdam, tout en gardant à l'esprit les résultats acquis sur le système global (chapitre 3). L'ensemble de ces résultats a enfin été intégré dans un modèle global du système ASP-SEIR présenté en conclusion.

Méthodologie Expérimentale

THE FUME HOOD: Where does it go??

WWW.PHDCOMICS.COM
JORGE CHAM © 2008



I. INTRODUCTION

La réalisation de cette thèse a nécessité la mise en œuvre de nombreuses méthodologies différentes détaillées dans ce chapitre et synthétisées sur la figure M-1

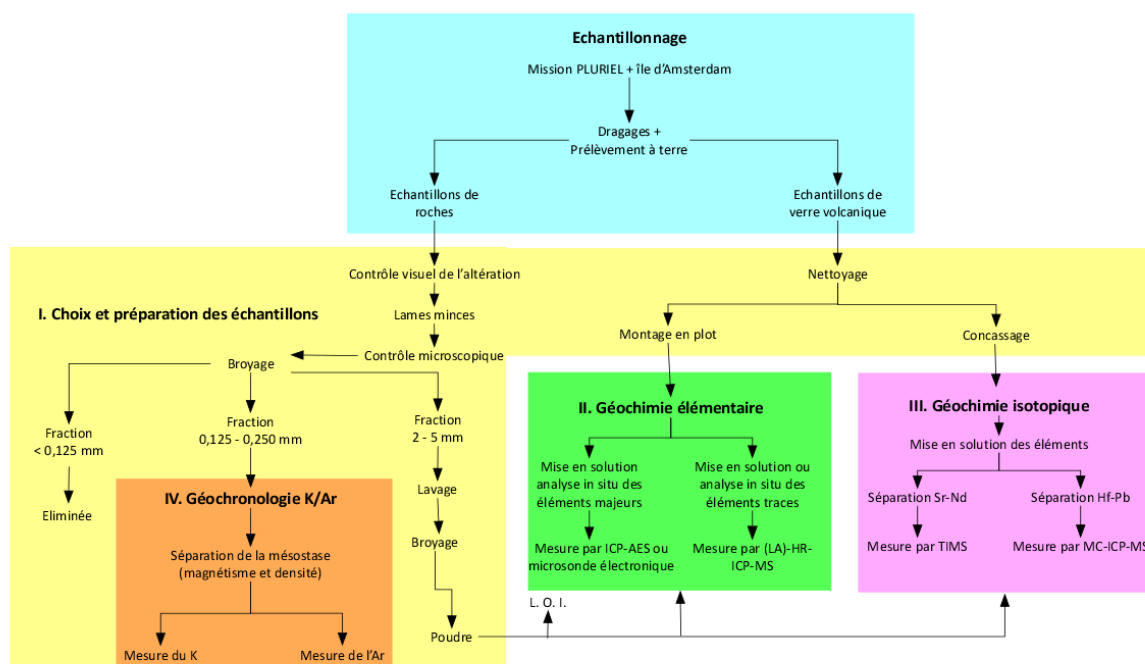


Figure M-1 : Schéma de synthèse des différentes méthodologies mises en œuvre

II. CHOIX ET PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

1. ROCHES TOTALES

1.1. Critères de sélection

Le premier critère de sélection des échantillons est avant tout visuel, aussi bien pour les échantillons issus des dragages, que pour ceux prélevés sur l'île d'Amsterdam. En effet, il est possible d'éliminer les échantillons présentant un aspect trop altéré. Dans le cas des échantillons marins, ce premier contrôle, pour être efficace, doit être réalisé après débarquement, sur des échantillons secs. Des lames minces des échantillons sont alors réalisées afin de soumettre les échantillons à une étude pétrographique plus précise et déterminer ceux dont le degré d'altération est acceptable pour permettre des analyses géochimiques et géochronologiques. Les phases d'altération les plus présentes sont le plus souvent des carbonates et de la palagonite remplissant les vacuoles et zones fracturées. L'observation de l'échantillon dans son ensemble permet de déterminer si les phases

éventuelles d'altération sont limitées à sa partie superficielle (auquel cas elle sera éliminée manuellement) ou l'affectent dans son ensemble.

Chaque dragage a permis le prélèvement de différentes quantités d'échantillons. En fonction de cette quantité et du caractère « essentiel » ou non la sélection a été plus ou moins rigoureuse. En d'autres termes, les échantillons de la chaîne des Poètes Disparus nécessaires à l'étude de la phase intraplaque de l'activité du point chaud ASP ont fait l'objet d'une certaine tolérance quant à leur qualité, mais d'un regard plus critique sur les résultats obtenus.

Finalement, 29 échantillons de la campagne PLURIEL ont été retenus pour analyse géochimique et 21 pour la géochronologie, et pour l'île d'Amsterdam 9 ont été retenus pour analyse géochimique et 7 pour la géochronologie. La différence dans les nombres d'échantillons s'explique (1) par une différence de durée très importante entre les différents protocoles nécessitant de limiter le nombre d'échantillons en datations, (2) par une différence de quantité de matière nécessaire (une quantité plus importante est nécessaire en géochronologie) et (3) par une différence de qualité requise de l'échantillon.

1.2. *Obtention des fractions utiles*

1.2.1. Concassage

La fraction utile nécessaire aux différents protocoles est différente selon l'analyse envisagée. Toutefois, les premières étapes de préparation des roches sont communes :

- Les échantillons sont sectionnés en cubes à l'aide d'une scie diamantée afin de faciliter le broyage ultérieur. Cette étape permet également de retirer les bordures de l'échantillon où se développent préférentiellement l'altération et les échanges de fluides avec l'eau de mer environnante. De la même manière, on écarte de la façon la plus complète possible les zones fracturées et les larges vacuoles. Les cubes obtenus sont ensuite séchés à l'air comprimé puis à l'étuve à $\approx 50^{\circ}\text{C}$.
- Les cubes sont concassés dans un broyeur à mâchoires et les fractions obtenues sont tamisées. La fraction la plus fine ($<0,125\text{mm}$) est éliminée car (1) est la plus susceptible de contenir des phases d'altération et (2) pourrait contenir les microparticules de fer arrachées du concasseur. La fraction $<2,5\text{mm}$ est re-concassée pour atteindre la fraction $0,125\text{-}0,250\text{mm}$ spécifique à la datation K-Ar (cf. V.). La fraction $>5\text{mm}$ est stockée pour un rebroyage

ultérieure (si nécessaire). On sélectionne la fraction 2,5-5mm pour le protocole spécifique nécessaire à l'analyse géochimique. Entre chaque échantillon les différents outils sont soigneusement nettoyés pour éviter toute contamination croisée.

1.2.2. Préparation des poudres de roche totale

Le granulat 2,5-5mm est utilisé pour confectionner une poudre de roche totale nécessaire aux différents protocoles d'analyses géochimiques :

- Le granulat obtenu est débarrassé des poussières qu'il contient par lavage à l'eau ultra-pure et à l'alcool, puis placé à l'étuve pour séchage.
- Le granulat est soigneusement trié à l'aide d'une pince brucelle dans le but d'éliminer les surfaces altérées, les traces de sciages, les vacuoles pouvant contenir un remplissage secondaire par des produits d'altération, etc.... Ce tri est réalisé de manière à ce que la fraction retenue reste représentative de la roche totale.
- 30 à 40 cm³ de granulats triés sont pulvérisés dans un broyeur à anneaux d'agate jusqu'à obtention d'une poudre homogène.
- Le bol et les anneaux d'agate sont démontés entre chaque échantillon et nettoyés à l'eau ultra-pure et à l'alcool pour éviter toute contamination croisée. De plus, entre chaque utilisateur, un broyage est effectué avec une poudre de quartz pour éviter tout effet mémoire de l'ensemble.

1.2.3. Mesure du L.O.I. et implications

La poudre de roche totale est soumise à un dernier contrôle de qualité préalablement à toute analyse : la détermination de la perte au feu (ou L.O.I. pour Loss on Ignition). Environ 500mg de poudre sont placés dans un creuset en céramique et calciné à 1050°C pendant 30min. La L.O.I. est définie comme = (masse calcinée/ masse initiale)*100.

Sur les 38 échantillons sélectionnés pour analyse, 36 présentent L.O.I < 2% confirmant ainsi la qualité des échantillons des tris antérieurs. 2 échantillons montrent une L.O.I comprise en 2 et 5%.

Il s'agit d'échantillons dont les traces d'altérations étaient déjà visibles en lames minces mais qui ont été conservés du fait de leur relative importance. Aucun échantillon ne présentait une L.O.I > 5% et donc un risque important de modification de composition en éléments majeurs et traces par des processus secondaires de type lessivage.

Suite à ce dernier contrôle, les échantillons sélectionnés sont considérés comme sains et soumis aux protocoles de préparation spécifiques d'analyses géochimiques et de géochronologie.

2. VERRES VOLCANIQUES

Les verres volcaniques prélevés sur les échantillons dragués lors de la campagne PLURIEL et jugés frais par un contrôle visuel sont nettoyés à l'eau ultrapure et à l'alcool afin de les débarrasser des éventuelles poussières résiduelles. Un second tri sous loupe binoculaire est alors effectué et 22 échantillons ont été sélectionnés pour analyse.

Selon le protocole envisagé, la méthodologie de préparation est différente. Dans le cas de la géochimie isotopique, les échantillons sont simplement concassés de manière à obtenir des esquilles inférieures à 4mm. Cette limitation de la taille des échantillons rendra plus facile leur mise en solution en vue de subir les mêmes protocoles chimiques que les poudres roche totales.

En ce qui concerne la géochimie élémentaire, l'analyse des éléments majeurs et traces nécessite un montage en « plot » des esquilles de verre :

- Les esquilles sélectionnées sont placées dans un creuset en plastique. En parallèle, un mélange à 18% de durcisseur HY956 et de résine d'Araldite D est réalisé sous hotte et placé sous vide pour en éliminer les bulles d'air incorporées.
- Le mélange résine/durcisseur est versé dans les creusets en plastique et l'ensemble est mis à sécher/durcir sous hotte durant une nuit.
- Une fois la résine durcie, le creuset est retiré à l'aide d'une pince coupante et le plot contenant les échantillons est poli jusqu'à affleurement des verres et obtention d'une surface parfaitement lisse.

- Afin de rendre l'échantillon conducteur (nécessaire pour l'analyse par microsonde) les plots sont métallisés par dépôt d'une fine couche de carbone sur la surface.

III. GÉOCHIMIE ÉLÉMENTAIRE

1. ROCHES TOTALES

1.1. Protocoles chimiques et mise en solution des éléments

L'analyse des éléments majeurs et traces respectivement par ICP-AES et ICP-MS est effectuée sous forme liquide. Il est donc nécessaire de mettre en solution les éléments par une attaque acide HF + HNO₃. Cependant chaque protocole présente ses spécificités.

1.1.1. Protocole pour analyse des éléments majeurs

Les étapes de mise en solution des échantillons pour l'analyse des éléments majeurs par ICP-AES sont adaptées du protocole de Cotten *et al.* [1995] et ont été schématisées sur la figure M-2.

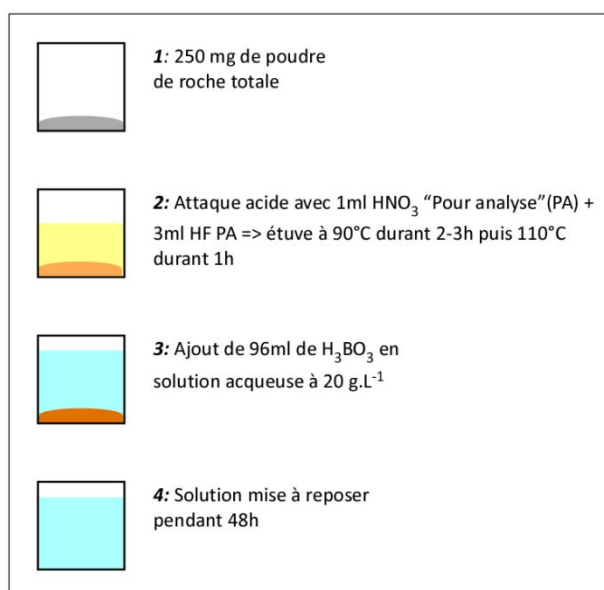


Figure M-2 : Etapes de mise en solution des poudres roches totales adaptées du protocole de Cotten *et al.* [1995]

La solution ainsi préparée sera analysée par ICP-AES. Cette méthode permet l'analyse des éléments majeurs (et traces) avec une bonne reproductibilité grâce à l'utilisation du bore comme standard interne. Des standards locaux et internationaux (PMS et ACE) sont analysés dans les mêmes conditions que l'échantillon et utilisés comme étalon externe.

1.1.2. Protocole pour analyse des éléments en traces

Les étapes de mise en solution des échantillons pour l'analyse des éléments traces par ICP-MS ont été schématisées sur la figure M-3. Toutes les manipulations sont réalisées dans une salle blanche de classe 10000 (c'est-à-dire moins de 10000 particules de 0,3 μm par pied cubique d'air). Les étapes d'attaque acide et d'évaporation sont réalisées sur des plaques chauffantes placées dans des boîtes ventilées de classe 100 de manière à éviter la contamination des échantillons par des agents extérieurs.

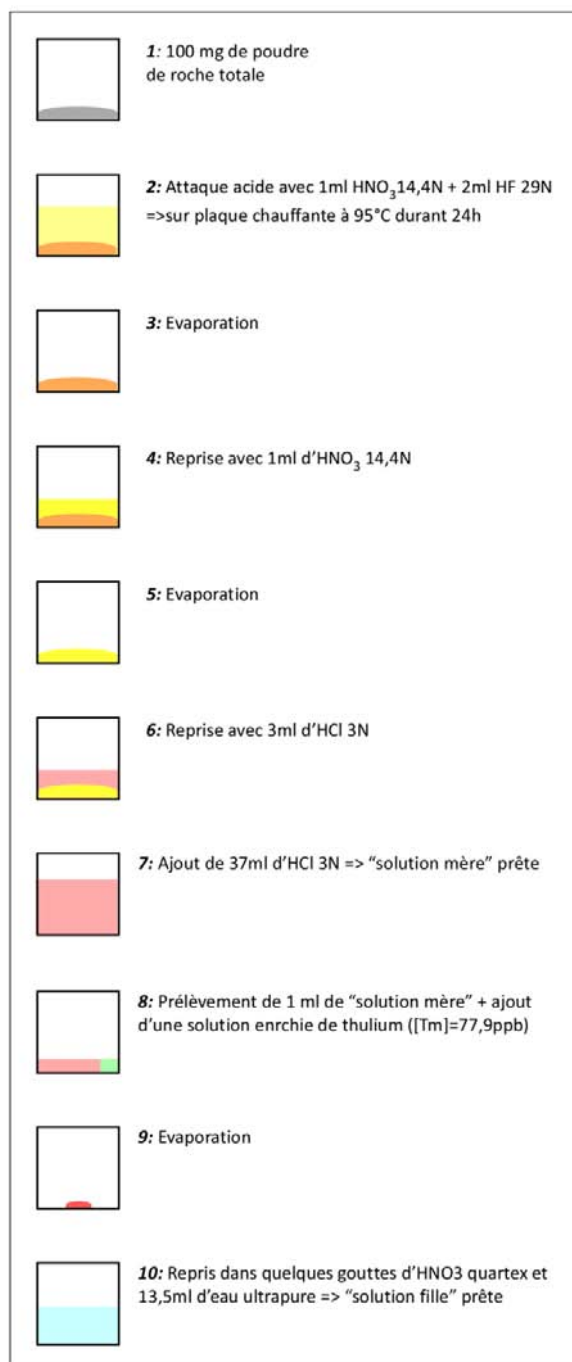


Figure M-3: Etapes de mise en solution des poudres roches totales pour l'analyse des éléments traces selon le protocole adapté de Barrat et al. [1996-2007]

La procédure employée comprend deux étapes distinctes :

- La préparation de la « solution mère », qui est stable dans le temps et qui peut donc être ré-utilisés jusqu'à plusieurs semaines après sa préparation.
- La préparation de la « solution fille », qui est diluée en HNO_3 et qui contient un traceur (ou spike) de thulium (selon le protocole de Barrat *et al.* [1996-2007]). Cette solution est instable dans le temps et s'altère rapidement. De ce fait, les étapes de prélèvement de la solution mère et d'ajout de spike sont réalisées la veille de l'analyse. C'est la solution fille qui sera analysée par ICP-MS.

Chaque série d'analyse comprend, en plus des échantillons:

- 1 blanc de chimie, c'est-à-dire un bécher où il n'a pas été pesé de poudre au départ mais qui a subi l'ensemble du protocole (excepté l'ajout de spike) de manière à contrôler la qualité des manipulations et des réactifs.
- un standard international, le BHVO2 (Basalt, Hawaiian Volcanic Observatory; USGS, Etats-Unis) servant d'étalon externe pour le calcul des concentrations des échantillons à partir de la mesure en nombre de coups donnée par l'ICP-MS. De plus, la mesure systématique du BHVO2 tous les 3 échantillons permet d'évaluer la dérive instrumentale éventuelle en recalculant un "BHVO2 théorique" au moment de la prise d'un échantillon.
- 2 standards internationaux de concentrations connues, préparés dans les mêmes conditions que les échantillons de manière à valider la qualité de l'analyse:
 - BCR 2
 - BIR

1.2. Analyses

1.2.1. Mesure des éléments majeurs par ICP-AES

✓ Principe de la mesure

La détermination des concentrations en éléments majeurs a été réalisée par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma–Atomic Emission Spectrometry) de type Horiba Jobin Yvon Ultima2, au sein de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). Cet appareil permet également l'acquisition de

certaines éléments traces (Rb, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Co, Ni, Y, Zr, Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Th, Li, Cu, Zn, Be) mais nous avons fait le choix de réaliser l'ensemble des mesures des éléments traces par HR-ICP-MS.

La technique d'émission atomique détermine l'énergie dissipée par un atome qui passe d'un état excité à un état d'énergie moindre. L'énergie est libérée sous forme d'un rayonnement lumineux de longueur d'onde λ . Les photons émis sont caractéristiques de l'atome ionisé et le nombre de photons émis est proportionnel au nombre de d'atomes de l'élément considéré. Il est donc possible de réaliser une analyse qualitative et quantitative.

Un spectromètre d'émission plasma est constitué de 5 parties :

- Un système d'introduction d'échantillon qui guide l'échantillon jusque dans le plasma (qui est un gaz plus ou moins ionisé électriquement, le gaz ici utilisé est l'Ar)
- Un générateur électrique qui apporte l'énergie au plasma
- Un système optique qui analyse le spectre émis par le plasma
- Un système de traitement du signal qui permet l'analyse qualitative et quantitative à partir du rayonnement émis
- Un système informatique qui réalise l'interface avec l'utilisateur

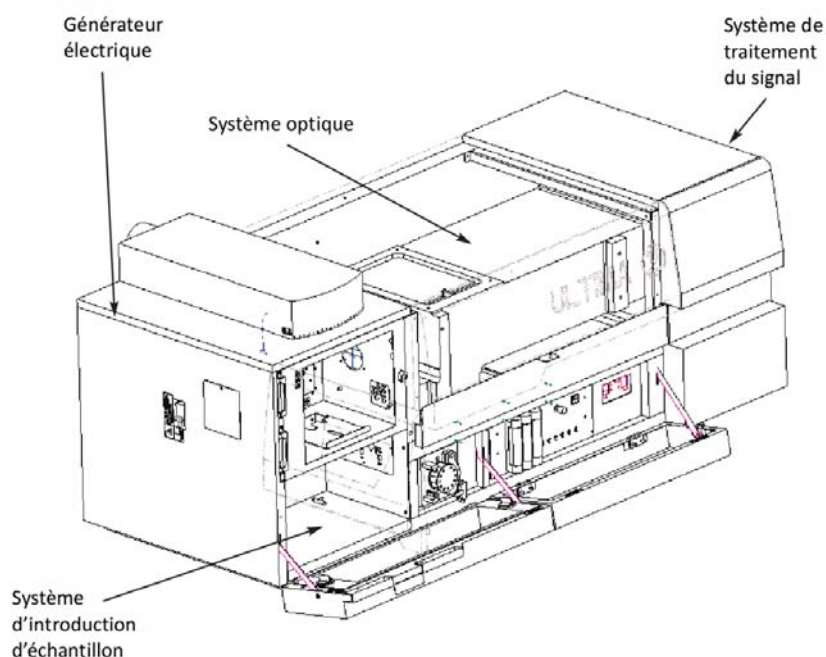


Figure M-4: Schéma d'une ICP-AES HORIBA Jobin Yvon Ultima 2 d'après la documentation du constructeur

✓ Conditions de mesure

Le système optique de l'ICP-AES de l'IUEM est composé d'un monochromateur unique avec un montage de type Czerny-Turner. Il est composé d'un système de miroir et d'un réseau permettant la diffraction de la lumière et ainsi l'analyse raie par raie. Le mouvement de ce réseau permet de sélectionner et d'analyser une raie à la fois. Afin d'améliorer la résolution, l'ICP-AES est équipé d'un monochromateur additionnel sur lequel on mesure l'intensité du bore en tant qu'étalon interne.

L'émission atomique n'est pas une méthode quantitative. L'obtention d'une analyse quantitative nécessite de calculer la relation entre l'intensité émise par une raie d'émission et la concentration de l'élément associé. Cette étape d'étalonnage est primordiale car elle détermine la justesse ultérieure de l'analyse. Dans la plupart des cas, les courbes d'étalonnage sont linéaires sur plusieurs ordres de grandeur, permettant ainsi une analyse sur une gamme importante de concentration. Cependant, pour une plus grande justesse, la matrice des étalons doit être autant que possible comparable à celle des échantillons à analyser tant en éléments majeurs qu'en éléments traces.

Une séquence de mesure débute par une étape d'étalonnage. Pour éviter d'analyser tous les étalons à chaque utilisation, il est souvent préférable de n'en analyser qu'un ou deux pour évaluer les variations (translation et rotation) de la courbe d'étalonnage. La première mesure effectuée est celle du blanc de chimie de manière à soustraire des résultats des échantillons la contribution du protocole chimique. La séquence d'analyse est ensuite initiée avec une alternance de type 6 standards – 10 échantillons. Les mesures de standards permettent de calculer la dérive instrumentale lors de l'analyse. Les standards utilisés sont les standards internationaux PMS et ACE et le standard local BELC. La déviation standard relative par rapport aux valeurs recommandées est inférieure à 1% pour SiO_2 et TiO_2 , à 2% pour Al_2O_3 et Fe_2O_3 , et à 4% pour les autres éléments majeurs. Les détails techniques et conditions exactes de mesures ont été présentés dans Cotten *et al.* [1995].

1.2.2. Mesure des éléments traces par HR-ICP-MS

✓ Principe de la mesure

La détermination des concentrations en éléments en traces a été réalisée par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometer) de type HR ICP-MS (High Resolution ICP-MS) Element II de marque Thermo ElectronTM, au sein de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), équipement au « Pole de Spectrométrie Océan ».

Le couplage torche à plasma/spectrométrie de masse (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometer) est une technique permettant de doser en quelques minutes plus de 50 éléments du tableau de Mendeleïev sur des solutions à des teneurs très inférieures à 1 µg/l (ppb).

Cette technique est basée sur le couplage d'une torche à plasma générant des ions et d'un spectromètre pour séparer ces ions en masse. L'échantillon est conduit jusqu'au nébuliseur grâce à une pompe péristaltique. Poussé par un flux d'argon, l'échantillon est alors nébulisé. Les gouttelettes plus fines alors obtenues sont transportées jusqu'au centre du plasma dont la température atteint 6000 à 8000 °C où l'échantillon est alors ionisé. En périphérie du plasma (où la température est plus basse) des recombinaisons entre les éléments de l'échantillon et les éléments du plasma peuvent se produire provoquant ainsi la formation de complexes (oxydes, hydroxydes, ...) ayant une masse proche des éléments à doser. Ces complexes entraînent l'existence de nombreuses interférences qu'il faut corriger.

Le faisceau ionique est ensuite transféré dans la partie spectromètre de masse grâce à un système de deux cônes, sampler et skimmer, et est accéléré au niveau de la lentille d'extraction. La combinaison de lentilles électroniques et de petits quadripôles constituent le système de focalisation dont la sortie est constituée de trois fentes métalliques. La fente appliquée détermine la résolution de la mesure (basse, moyenne ou haute, i. e. 300, 4000, 10000). Le rôle de ces fentes est de modifier physiquement la largeur du faisceau, modifiant ainsi la résolution en sortie et permettant de s'affranchir des interférences en masse créées dans le plasma. Cependant, l'augmentation de la résolution s'accompagne d'une perte significative de signal et donc le choix de la résolution au moment de l'acquisition est un compromis entre l'abondance de l'élément à mesurer et le type d'interférence à corriger.

Après la focalisation du faisceau, la combinaison d'un secteur magnétique et d'un secteur électrostatique (appelée double focalisation en *nier* inverse) permet la séparation des ions, le secteur magnétiquement permettant une séparation selon la masse et le secteur électrostatique selon l'énergie. Les ions arrivent alors dans un détecteur qui compte le nombre d'ions reçus, cette réponse en nombre de coups étant proportionnelle à la concentration de l'élément dans l'échantillon (ex: 2.10^6 cps/ppb pour l'²³⁸U).

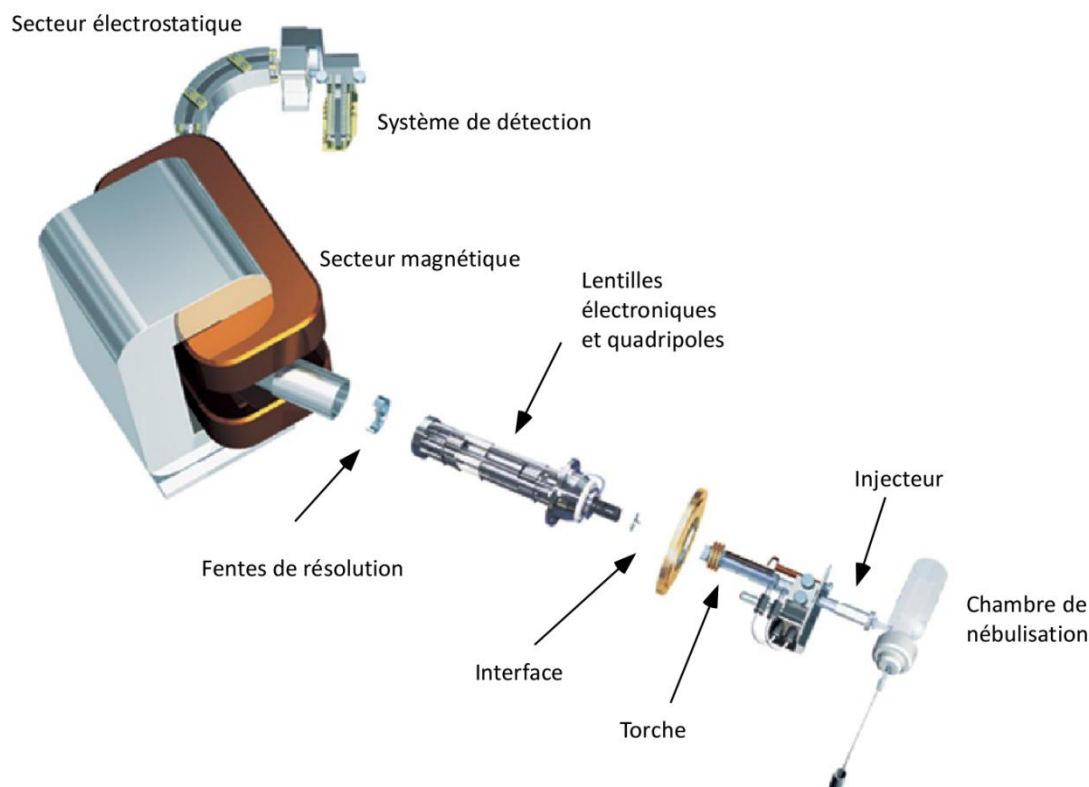


Figure M-5: Schéma d'une HR ICP-MS Thermo ElectronTM Element II de marque Finnigan d'après la documentation du constructeur

✓ Conditions de mesure

Avant le lancement d'une séquence de mesure l'ICP-MS doit être réglée et calibrée selon une procédure stricte à l'aide d'une solution multi-élémentaire (de concentration 1 ppb):

- Réglage du plasma en recherchant l'optimum d'intensité de signal pour une production moindre d'oxydes dans le plasma ainsi qu'une stabilité maximum
- Calibration en masse qui correspond à la recherche des pics élémentaires à basse, moyenne et haute résolution (ce qui correspond à une certaine valeur de champ magnétique pour une certaine masse d'élément).
- Mesure des interférences à l'aide de solutions artificiellement enrichies en Sm-Tb, Nd-Pr et Ba-Ce. En effet, pour certains éléments l'utilisation des fentes de résolution ne permet pas de faire la différence entre les oxydes de l'isotope de masse légère et l'isotope de masse lourde. On utilise des solutions artificielles pour estimer la production d'oxydes pour ces éléments.

- Définition de la séquence analytique qui
 - commence par le blanc de chimie et le standard BCR 2
 - comprend les temps de prise et de mesure des échantillons et de lavage du circuit
 - comprend le nom, la position et l'ordre des échantillons sachant que chaque succession de 3 échantillons doit être encadré de mesures du BHVO 2 (étalon externe) afin de prendre en compte la dérive de la machine dans le temps.

La méthode utilisée pour le traitement des données est dérivée de celle développée par Barrat *et al.* [1996-2007] qui utilise le thulium comme étalon interne. Elle se base sur le fait que les trois Terres Rares lourdes: Er, Tm et Yb sont fractionnées de manière linéaire lors des processus magmatiques. De ce fait, il est aisé d'estimer une anomalie créée artificiellement par l'ajout d'une solution enrichie car la concentration réelle en Tm de l'échantillon peut être quantifiée par interpolation des teneurs en Er et Yb en combinant les mesures sur les échantillons contenant le spike de Tm, et la mesure régulière d'un étalon externe non spiké (en l'occurrence le BHVO 2).

Chaque série de mesure comporte aussi deux standards internationaux dans le but de contrôler la qualité des résultats obtenus. Les concentrations en éléments traces de ces deux standards sont parfaitement connues et donc une préparation et une mesure systématique permet (1) de contrôler la qualité des manipulations et donc de valider les mesures effectuées sur de nouveaux échantillons et (2) de déterminer la reproductibilité des mesures effectuées. Ainsi, pour trois séries de préparation et de mesures trois analyses de BCR 2 et quatre analyses de BIR ont été réalisées. Une des sessions de mesure effectuée sur le standard BIR présentait une erreur systématique sur l'ensemble des éléments. Cette erreur a été interprétée comme provenant d'une mauvaise reprise du résidu de solution mère ou d'une erreur sur la masse de standard utilisée. En conséquence les valeurs n'ont pas été prises en compte pour les calculs de reproductibilité. Les écart-types rapportés à la moyenne de ces mesures pour chaque élément sont présentés dans la figure M-6.

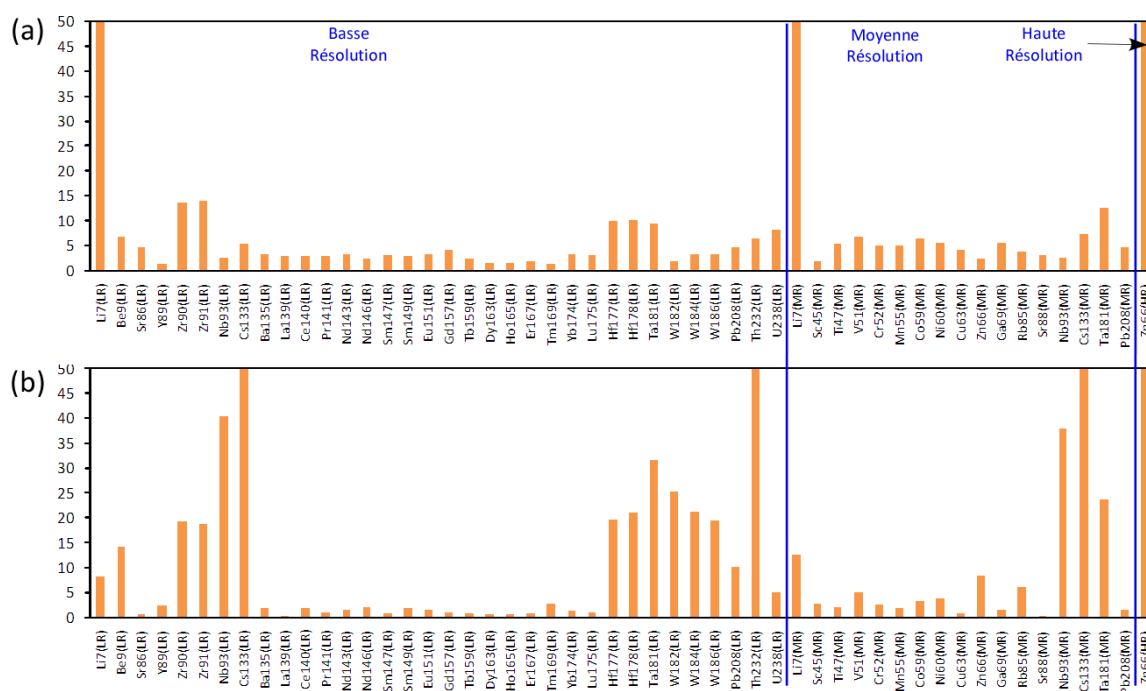


Figure M-6: Déviations standards calculées pour les concentrations en éléments traces sur (a) le standard BCR2 ($n=3$) et (b) le standard BIR ($n=3$)

En ce qui concerne le standard BCR2, en basse résolution, les éléments autres que Li, Be, Zr, Cs, Hf, Ta, Th et U présentent des déviations standards par rapport aux valeurs standards reconnues inférieures à 5%. Plus précisément, en ce qui concerne les Terres Rares, les écart-types calculés sont inférieurs à 4% avec un maximum relevé pour le Gd (3,99%). Le passage de la basse résolution vers la moyenne résolution permet d'améliorer la reproductibilité sur la mesure de Sr (l'écart-type passe de 4,55% à 2,97%) et de Pb (4,61% à 4,51%) mais pas en Nb (2,58% à 2,62%), Cs (5,45% à 7,45%) et Ta (9,30% à 12,77%).

Les mêmes observations peuvent être faites sur le standard BIR avec des déviations standards en basse résolution inférieures à 3% (sauf pour Li, Be, Zr, Nb, Cs, Hf, Ta, W, Pb, Th et U). En ce qui concerne Sr et Pb, la même observation que pour les valeurs calculées à partir du standard BCR2 peut être faite (avec passage de 0,66% à 0,35% pour Sr et de 10,15% à 1,62 pour Pb). Il convient donc pour ces deux éléments de préférer la valeur mesurée dans les échantillons en moyenne résolution. En ce qui concerne Nb, Cs et Ta les valeurs de déviation calculées à partir de BIR montrent une amélioration en passant de la basse résolution à la moyenne résolution. Toutefois, les écart-types sont systématiquement supérieurs à 30% pour ces éléments. Ces éléments sont beaucoup plus concentrés dans le standard BIR que dans BCR2 (dans BCR2 [Nb]=13ppm, [Cs]=1,5ppm et [Ta]<1ppm et dans BIR [Nb]=1ppm, [Cs]<0,01ppm et [Ta]<0,1ppm). De plus, le Nb et le Ta présentent la particularité d'être difficile à ioniser dans les conditions de plasma utilisées pour les

autres éléments et également d'être moins stable dans les solutions mères, d'où une reproductibilité plus faible. Cette faible reproductibilité est donc amplifiée quand les concentrations en éléments diminuent. En conséquence, les mesures en Nb, Cs et Ta utilisés pour les échantillons sont celles mesurées en basse résolution mais sont considérées prudemment si les concentrations sont inférieures à celles du standards BCR2.

Les éléments métalliques ne sont mesurés qu'en moyenne résolution et présentent des déviations standards < 7% pour le standard BCR2 et < 4% pour le standard BIR (sauf pour V avec 5,04%). Le Zn est le seul élément à avoir été mesuré en moyenne résolution et en haute résolution et il apparait que le passage en haute résolution est très néfaste pour la reproductibilité de la mesure (passe de 2,44% à 87,37% pour BCR2 et de 8,48% à 171% pour BIR). Cela peut être dû à une perte trop importante de signal au passage en haute résolution soit à une contamination aléatoire des solutions filles par les tubes passeurs d'échantillons. Toutefois, la première explication semble plus plausible car une contamination de cet ordre aurait dû être remarquée (même à un niveau moindre) lors des mesures en moyenne résolution.

En conclusion, il apparait donc que la reproductibilité des mesures est meilleure en ce qui concerne les Terres Rares que pour les autres éléments et donc que la méthode employée est optimale pour analyser la composition en Terres Rares.

2. VERRES VOLCANIQUES

2.1. *Mesure des éléments majeurs par microsonde électronique*

La détermination des concentrations en éléments majeurs des esquilles de verre a été réalisée à la microsonde électronique (ou microsonde de Castaing) dite « Microsonde Ouest », de type Camebax SX100. L'utilisation de la microsonde permet une analyse *in situ* des éléments majeurs des esquilles de verre prélevées sur les basaltes océaniques et montées en plot.

La microsonde électronique est une méthode d'analyse élémentaire quantitative qui consiste à bombarder un échantillon avec des électrons et à analyser le spectre des rayons X émis en retour. L'appareil comporte cinq spectromètres entourant une colonne de hauteur < 1m. Au sommet de la colonne un filament de W chauffé sous vide émet des électrons qui sont accélérés par une tension de 1 à 50 kV. Ces électrons constituent un faisceau lumineux qui, sous l'effet du champ magnétique

produit par des condenseurs, est concentré vers l'échantillon. Le faisceau vient frapper la surface de l'échantillon en un point d'impact choisi par l'opérateur (visualisé sur écran vidéo) sur une surface de $1\text{ }\mu\text{m}^2$ qui permet de déterminer la composition chimique du volume de $1\text{ }\mu\text{m}^3$ sous jacent. Le principe est de produire un faisceau d'électrons d'énergie suffisante pour perturber le cortège électronique des atomes de l'échantillon. Les atomes sont alors excités par perte d'électron. En se « désexcitant » les atomes émettent un rayonnement X dont la longueur d'onde est caractéristique du type d'atome. Les spectromètres permettent de caractériser le rayonnement X produit, et ainsi déterminer après traitement informatique la nature et la proportion des éléments chimiques contenus dans l'échantillon avec une précision meilleure que 1%.

Chaque échantillon fait l'objet de 10 mesures indépendantes qui sont moyennées pour obtenir une composition caractéristique de l'échantillon. Un traitement statistique permet de retirer les valeurs dont l'écart-type à la moyenne est trop important et qui traduiraient une phase cristallisée dans l'échantillon, une impureté résiduelle, ou tout autre matériel ne correspondant pas à l'échantillon de verre à analyser.

2.2. Analyse des éléments traces par LA-HR-ICP-MS

L'ICP-MS Haute Résolution de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) peut-être couplé à un système d'ablation laser Excimer® à 193nm afin d'effectuer des mesures *in situ* sur des échantillons solides. Il s'agit d'un laser combinant un gaz inerte (Ar) avec un gaz halogène réactif (F) émettant un faisceau à 193nm et qui permet donc une ablation de la surface étudiée de manière ponctuelle (analyse *in situ*). Différentes tailles de faisceaux peuvent être sélectionnées allant de 4 à 120 μm .

L'analyse est réalisée sur les plots contenant les esquilles de verres pouvant être montés par groupe de quatre sous le laser couplé à l'ICP-MS (*NB* : la métallisation effectuée pour l'analyse par microsonde électronique ne perturbe pas l'analyse par LA-HR-ICP-MS). L'échantillon est placé dans une cellule étanche pour être bombardé par le laser. Celui-ci ablate l'échantillon provoquant l'arrachement de particules fines acheminées vers l'ICP-MS grâce à un flux permanent d'Hélium. Le couplage d'un microscope et d'une caméra à ce dispositif permet un réglage précis de la zone de tir et le suivi en direct de la qualité de l'ablation.

NIST 612, BCR2 et BIR sont utilisés comme standards externes de contrôle de la qualité des mesures. Toutes les mesures ont été réalisées en basse résolution. Pour s'affranchir des variations

de conditions du plasma au cours de la mesure, on utilise un standard interne de concentration connue et constant dans l'échantillon. Lors de nos mesures nous avons utilisé le Ca, préalablement déterminé à la microsonde électronique.

IV. GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Contrairement à la géochimie élémentaire, tous les protocoles sont communs aux poudres de roche totales et esquilles de verre volcanique. En cas de doute sur la qualité des échantillons (L.O.I. important) et préalablement à la chimie isotopique, il est recommandé d'effectuer un lessivage (ou « leaching ») des échantillons. Cela consiste à lessiver les échantillons dans un bain d'HCl pendant un temps donné, de manière à ce que les éléments acquis au cours de l'altération passent en solution et que l'échantillon retrouve ses rapports isotopiques originaux. Cette méthode s'applique surtout pour la mesure des isotopes du Sr car l'eau de mer est riche en Sr (8 mg/L) et possède une composition très radiogénique en Sr ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) > 0,709$) ce qui rend les échantillons très sensibles à la contamination. De plus, chaque série d'analyse comporte également un blanc de chimie totale qui sera analysé de manière à contrôler la contamination éventuelle des réactifs employés.

1. PROTOCOLES CHIMIQUES ET SÉPARATION DES ÉLÉMENTS

De même que pour les protocoles de géochimie élémentaire, toutes les manipulations sont réalisées dans une salle blanche de classe 10000 (à l'exception de la séparation du Pb qui est réalisée dans une salle de classe 1000). Les étapes d'attaques acides et d'évaporation sont effectuées sur des plaques chauffantes situées dans des boîtes ventilées de classe 100 de manière à éviter la contamination des échantillons par des agents extérieurs.

1.1. *Hafnium*

La séparation chimique de l'Hf requiert un protocole relativement long en regard de ceux utilisés pour le Pb, Sr et Nd. Les étapes de cette séparation sont adaptées de Blichert-Toft *et al.* [1997] et schématisées sur la figure M-7. Il est possible d'enchaîner les différents protocoles de séparation en commençant par celui-ci. En effet, à la première centrifugation du protocole, le surnageant d'HF 29N contenant l'Hf est récupéré et mis à évaporer. Le culot contenant 90% du Pb, le Sr et les Terres Rares peut être récupéré pour purifier le Pb (et ensuite le Sr et le Nd) selon le schéma

présenté par Blichert-Toft *et al.* [2005] et décrit en détail par Agranier [2004]. Nous avons toutefois choisi de ne pas enchaîner les 4 protocoles car :

- La multiplication des étapes multiplie le risque de contamination et le Pb est un élément très sensible à la contamination (cf. 1.2)
- La multiplication des étapes entraîne une diminution globale du rendement et le risque d'avoir une quantité trop faible de Sr et/ou Nd purifié au final.

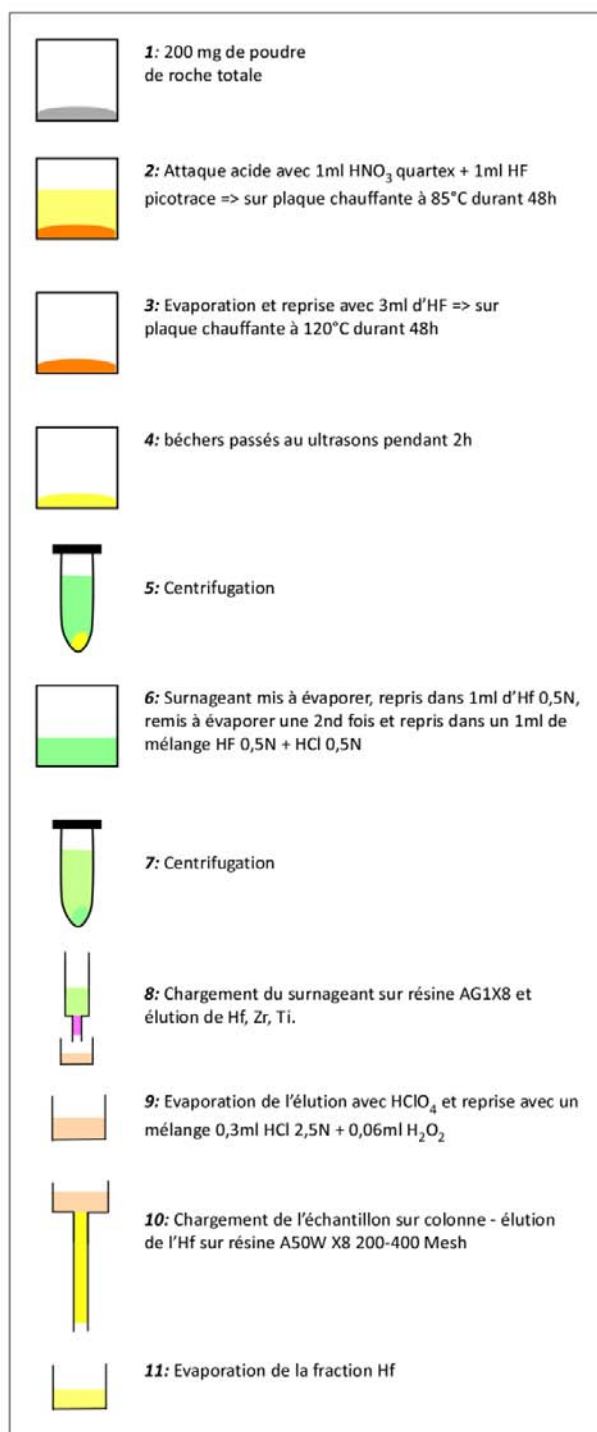


Figure M-7: Protocole de séparation et purification de l'Hafnium adapté de Blichert-Toft *et al.* [1997]

La purification de l'Hf est obtenue grâce à 2 passages successifs sur résine échangeuse d'ions. Le profil d'élution des différents éléments est propre à chaque colonne selon la quantité de résine qu'elle contient, son diamètre, etc.... Le profil des colonnes utilisées (et donc les quantités de réactifs mises en jeu) est synthétisé dans la table M-1. Après l'élution de l'Hf, l'évaporation permet l'obtention d'un résidu sec pour l'analyse par MC-ICP-MS.

Table M-1: Profils d'élution de l'Hafnium sur les colonnes utilisées

Protocole d'Elution de l'Hafnium		
Etape	Acide	Quantité
<i>Série Colonnes 1 : Résine: 2mL Anionique AG1X8 (200-400 mesh)</i>		
Lavage	HF* 24N	6 mL
	H ₂ O UP	6 mL
	HCl* 6N	3 mL
	H ₂ O UP	6 mL
	HCl* 6N	6 mL
	H ₂ O UP	6 mL
Conditionnement	HCl 0,5N + HF 0,5N	6 mL
Chargement Echantillon	HCl 0,5N + HF 0,5N	1mL
Elution	HCl 0,5N + HF 0,5N	2 mL
Elution	HCl 0,5N + HF 0,5N	8 mL
Elution	HCl 0,5N + HF 0,5N	10 mL
Récupération Hf, Zr, Ti (à garder)	HCl* 6N	6 mL
<i>Série Colonnes 2 : Résine: AG50W X8 (200-400 mesh)</i>		
Lavage	H ₂ O	
Conditionnement	HCl 2,5N	5mL
Chargement Echantillon	HCl 2,5N + H ₂ O ₂	0,3 + 0,06mL
Elution (élution Ti)	HCl 2,5N + H ₂ O ₂	1 mL
Elution	HCl 2,5N + H ₂ O ₂	5 mL
Récupération Hf, Zr (à garder)	HCl 2,5N + HF 0,3N	5mL

1.2. Plomb

Le Plomb est l'élément le plus sensible à la contamination du fait de sa présence importante dans l'environnement (suite à des apports anthropiques). De ce fait, la séparation du Plomb nécessite des précautions analytiques particulières. Premièrement, toutes les manipulations sont réalisées dans une salle blanche de classe 1000 dédiée. De plus, les réactifs HF et HBr utilisés sont de marque Romil-UpA™ ([Pb] < 1 ppt) et l'HCl et l'eau Ultra Pure utilisés sont issus d'une double distillation. Ces réactifs apportent donc une contamination minimale. En outre, les réactifs sont ajoutés au compte-gouttes en téflon et non pas à la micropipette pour éviter toute contamination par les embouts. Enfin, tous les matériels utilisés (pissette, pipette, gants, etc...) sont dédiés à cette préparation.

L'ensemble du protocole a été schématisé sur la figure M-8 et s'inspire des procédures de Manhes *et al.* [1978]. La mise en solution des éléments peut être réalisée de deux façons différentes :

- Par une attaque acide HF+HBr
- En reprenant la fraction contenant le Pb et les Terres Rares et mise de côté durant la séparation de l'Hf.

La résine AG1X8 200-400 mesh a la particularité de fixer fortement le Plomb en présence d'HBr (optimum de fixation pour une [HBr] = 0,5N [Strelow, 1978]) et de le libérer en présence d'HCl. Le passage de l'échantillon sur cette résine permet d'éluer (1) une fraction contenant le Plomb conditionnée en HCl et (2) une fraction contenant tous les autres éléments, dont le Sr et le Nd, et conditionnée en HBr. Cette fraction peut donc être récupérée pour réaliser la purification du Sr et du Nd sur le même échantillon. Le profil d'élution des colonnes utilisées est synthétisé dans la table M-2. Le même protocole de centrifugation/chargement/élution est effectué une seconde fois de manière à récupérer la fraction de Pb la plus pure possible. Après l'élution du Pb l'évaporation permet l'obtention d'un résidu sec prêt pour l'analyse par MC-ICP-MS.

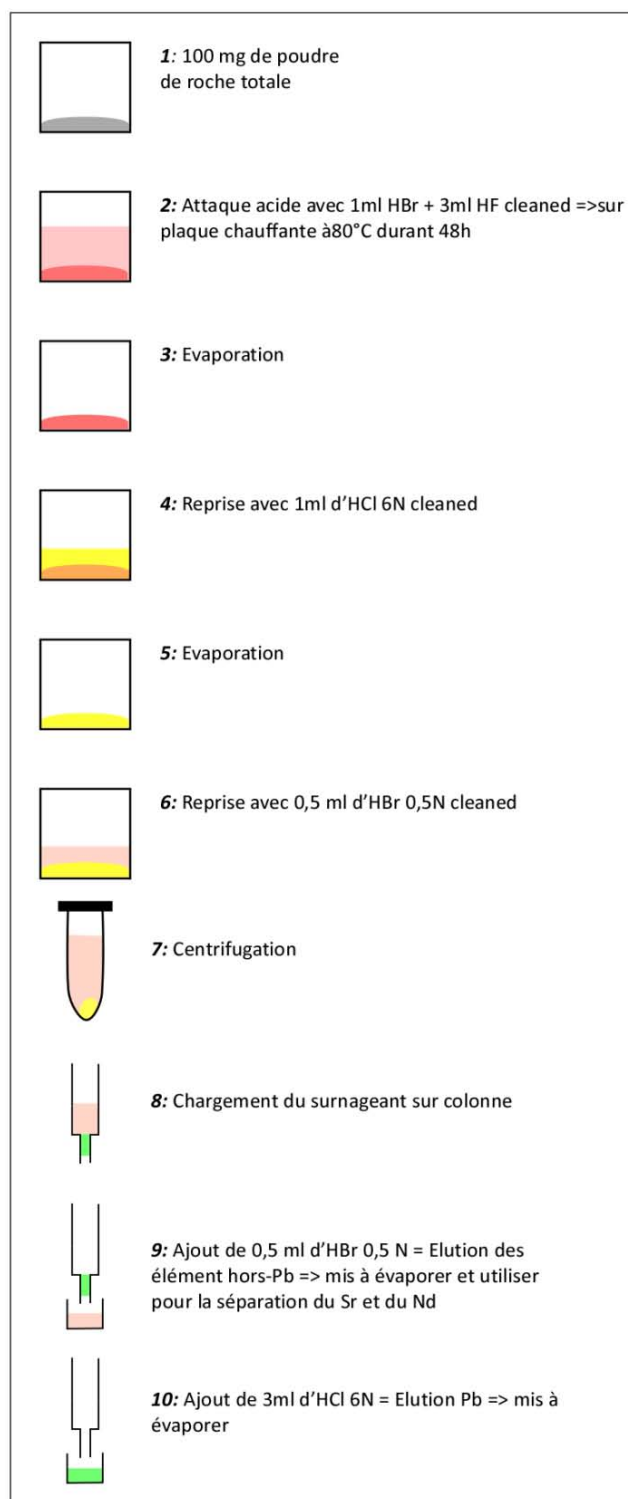


Figure M-8: Protocole de séparation et purification du Plomb adapté de Manhès et al. [1978]

Table M-2: Profil d'élution du Plomb sur les colonnes utilisées

Profil d'Elution du Plomb – Résine AG1X8 200-400 Mesh		
Etape	Acide	Quantité
Lavage	HCl 6N	2mL
Lavage	HCl 6N	1 réservoir
Conditionnement	HBr 0,5N	1mL
Chargement	HBr 0,5N	2*0,5mL
Elution Traces (à garder si besoin)	HBr 0,5N	0,5mL
Récupération Pb (à garder)	HCl 6N	2mL
<i>Evaporation de HCl et reprise en HBr 0,5N</i>		
2 ^e passage sur résine		
<i>Evaporation de HCl</i>		

1.3. Strontium et néodyme

La mise en solution des éléments en vu de la séparation du Sr et du Nd est réalisée de la façon suivante :

- Soit par attaque acide sur poudre de roche totale
- Soit par reprise de la fraction éluée durant la séparation du Pb
- Soit par évaporation de solution mère utilisée pour l'analyse des éléments traces par HR-ICP-MS. Toutefois cette dernière méthode impose (1) que la quantité prélevée soit suffisante pour obtenir suffisamment de Nd en fin de chimie et (2) que la qualité de l'échantillon ne nécessite pas un lessivage préalable

L'ensemble du protocole a été schématisé sur la figure M-9. Préalablement à celui, on introduit un traceur de Sr (spike B2 ^{86}Sr – $[\text{Sr}] = 0,6023\text{ppm}$) et un traceur de Nd ((spike B4 ^{148}Nd – $[\text{Nd}] = 0,02302\text{ppm}$) dans le bécher « blanc » qui serviront de contrôle sur la quantité de Sr et Nd apportée par les réactifs au cours du protocole.

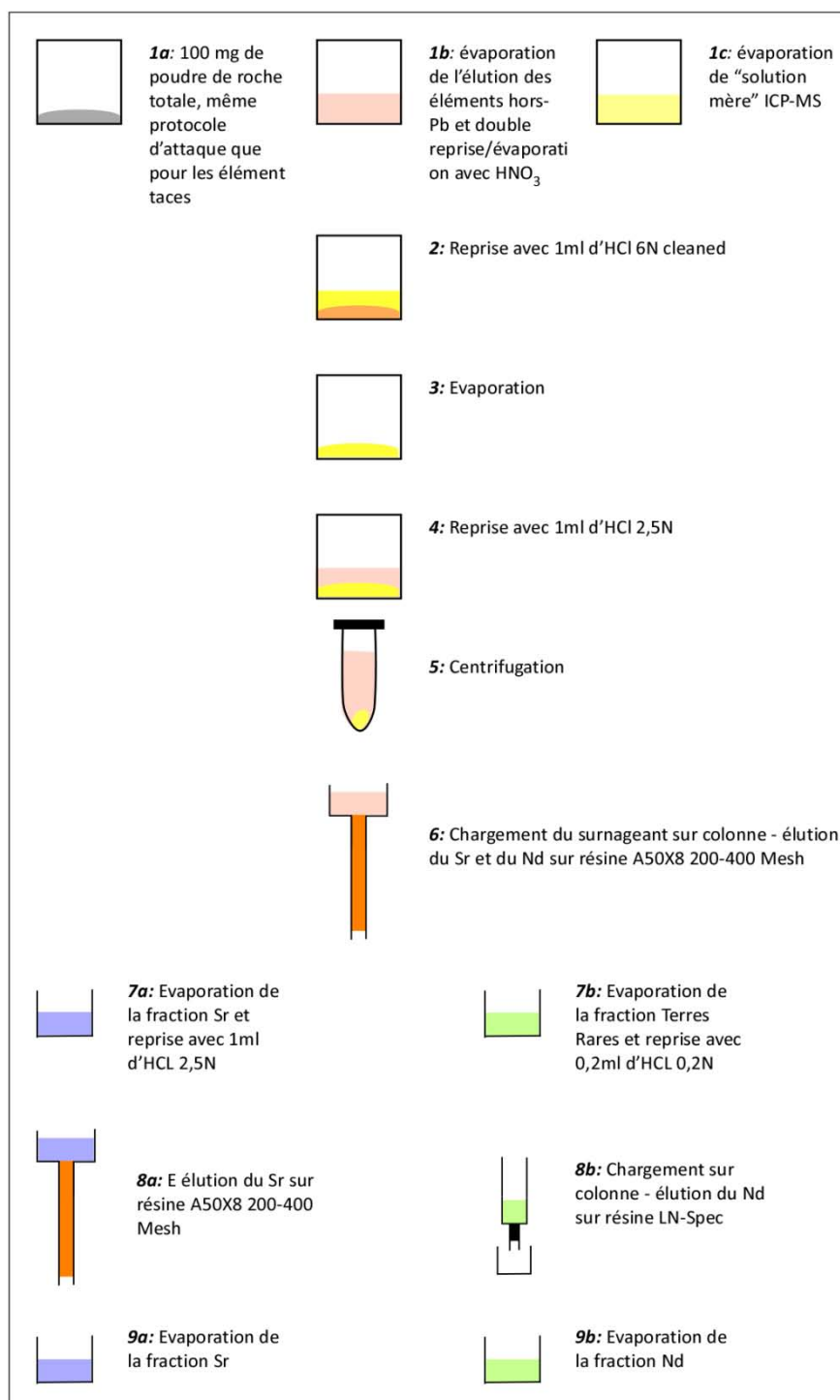


Figure M-9: Protocole de séparation et purification du Strontium et du Néodyme

La séparation des éléments est adaptée de White&Patchett [1984] et Richard *et al.* [1976] et est obtenue par chromatographie sur résine échangeuse d'ions type AG50X8 200-400 Mesh et LN-SPEC. Les profils d'élution des colonnes utilisées ont été déterminés au cours de calibration en volume et synthétisés dans les tables M-3 et M-4. Après l'élution du Sr et du Nd, leur évaporation permet l'obtention d'un résidu sec prêt pour l'analyse par TIMS.

Table M-3: Profil d'élution du Strontium sur les colonnes utilisées

Profil d'Elution du Strontium – Résine AG50X8 200-400 Mesh		
Etape	Acide	Quantité
Conditionnement	HCl 2,5N	2 mL
Chargement Echantillon	HCl 2,5N	1 mL
Piégeage	HCl 2,5N	1 mL
	HCl 2,5N	1 mL
	HCl 2,5N	1 mL
Elution	HCl 2,5N	7,5 mL
Récupération Sr (à garder)	HCl 2,5N	7 mL
<i>Evaporation de HCl => Sr prêt à déposer</i>		
Elution	HNO ₃ 4N	3 mL
Récupération REE (à garder)	HNO₃ 4N	5 mL
<i>Evaporation de HNO₃ et reprise avec 200 µL d'HCl 0,2N</i>		
Remobilisation	H ₂ O UP	2*0,5 mL
Lavage	HCl 6N	10 mL
Conditionnement	HCl 2,5N	5 mL

Table M-4: Profil d'élution du Néodyme sur les colonnes utilisées

Profil d'Elution du Néodyme – Résine LN SPEC		
Etape	Acide	Quantité
Conditionnement	HCl 0,2N	5 mL
Chargement Echantillon	HCl 0,2N	200 µL
Piégeage	HCl 0,2N	200 µL
	HCl 0,2N	200 µL
Elution (Ce, La)	HCl 0,2N	7 mL
	HCl 0,2N	6 mL
Elution	HCl 0,25N	2mL
Récupération Nd (à garder)	HCl 0,25N	4 mL
<i>Evaporation de HCl => Nd prêt à déposer</i>		
Lavage	HCl 4N	10 mL
Rinçage et Stockage	H ₂ O UP	10 mL

2. ANALYSES

2.1. Principe de la spectrométrie de masse

La déviation des ions dans un spectromètre de masse est donnée par la relation :

$$R = \frac{1}{B} * \sqrt{\frac{m * U}{q}}$$

Avec :

- m = masse de l'ion
- q = charge de l'ion
- U = tension du champ électrique
- B = valeur du champ magnétique
- R = rayon de courbure en sortie de l'électroaimant

Ainsi, les ions les plus lourds ayant l'énergie cinétique la plus élevée sont moins déviés par le champ magnétique. Ceci permet donc de séparer les différents isotopes d'un même élément. Le TIMS et le MC-ICP-MS, utilisés pour mesurer les isotopes de Sr et du Nd pour le premier et de l'Hf et du Pb pour le second, ont un système de détection constitué de cages de Faraday mobiles permettant la plupart des mesures en mode statique. Il permet d'atteindre la précision souhaitée dans un délai plus court que le mode dynamique. Du fait de la technique utilisée, les isotopes de même masse d'éléments différents (= isobares, par exemple ^{87}Rb et ^{87}Sr) sont reçus dans le même collecteur et ne pourront être discriminés ce qui faussera le rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) mesuré. De ce fait, il est extrêmement important d'obtenir une séparation poussée des éléments concernés lors de la chromatographie sur colonnes échangeuses d'ions.

2.2. Mesure du Sr et du Nd par TIMS

2.2.1. Principe

Les mesures de compositions isotopiques de Sr et de Nd sont réalisées grâce à un Spectromètre de Masse à Thermo-Ionisation (TI-MS) Thermo Fisher™ Triton. Ce spectromètre est composé de 3 parties principales :

- *La Source* : contenant le barillet portant les échantillons à analyser. Elle dispose d'un système de chauffage qui permet l'ionisation des éléments et ainsi la formation et la focalisation d'un

faisceau ionique. Un pyromètre et une jauge de pression lui sont associés de manière à suivre en temps réel la température et la qualité du vide dans la source. Un vide d'environ $8 \cdot 10^{-8}$ bar est nécessaire pour les mesures de Sr. Les mesures de Nd nécessitant une température d'ionisation élevée (environ 1750°C) et du fait du chauffage de la source par radiation les pompes turbo-moléculaires sont insuffisantes pour maintenir un vide excellent. De ce fait, chaque série d'analyse de Nd est précédée par l'ajout d'Azote liquide dans un piège cryogénique adjoint à la source qui capture les gaz émis.

- *L'Analyseur en Masse* : contient l'aimant qui permet la séparation en masse des différents isotopes ainsi que le « Zoom Optics » qui permet de contrôler la focalisation et la dispersion du faisceau ionique via 2 quadripôles situés en avant et en arrière de l'aimant.
- *Le Système de Détection* : il est constitué de 9 cages de Faraday dont les positions sont ajustées selon l'élément à analyser. Chaque isotope est ainsi reçu dans une cage différente ce qui permet de déterminer plusieurs rapports isotopiques simultanément. Les différentes cages sont reliées à des amplificateurs de manière à augmenter l'intensité du signal pour le rendre mesurable. Pour des signaux de trop faible intensité le système de détection est constitué d'un Multiplicateur d'Electrons Secondaire (SEM – Secondary Electron Multiplier).

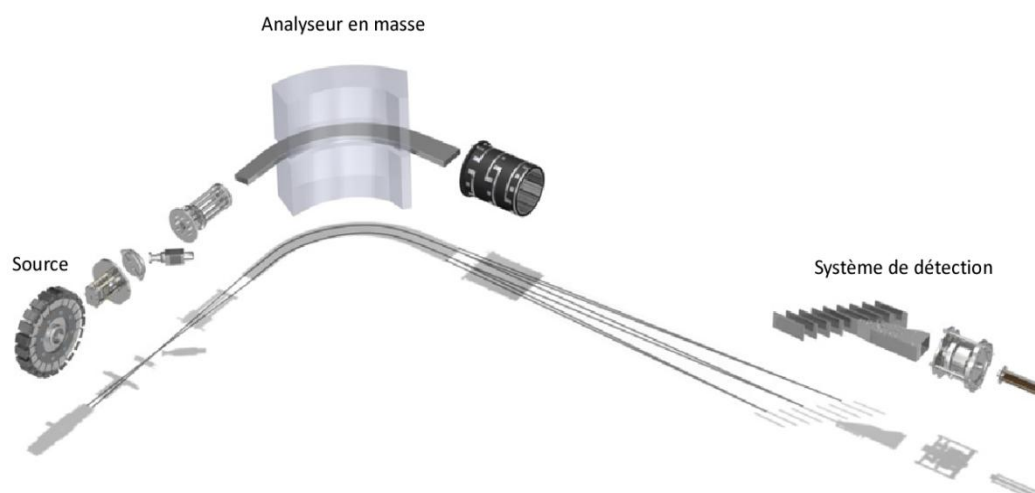


Figure M-10: Schéma d'un TI-MS Triton Thermo Fisher d'après la documentation du constructeur

2.2.2. Préparation des échantillons

Le résidu sec de Sr ou de Nd obtenu à la fin de l'élution est repris avec 1µL d'eau ultra-pure (avec si besoin une dilution préalable) et déposé sur un filament qui a été préalablement chauffé et dégazé sous vide grâce au passage d'un courant d'une intensité de 5A.

- Le Sr est déposé sur un filament simple (dit évaporant) de tungstène (sur lequel a été déposé 1µL d'activateur au tantale [Birck, 1986]). Le dépôt est séché à 1,1A puis « flashé » à une intensité supérieure à 4,6A. Le filament de W est un filament simple ce qui signifie qu'il est à la fois évaporant et ionisant, i.e. il porte l'échantillon et monte en température pour permettre simultanément sa sublimation et son ionisation
- Le Nd est déposé sur un filament de rhénium à une intensité de 0,9A et flashé jusqu'à atteindre le rouge sombre. L'ionisation du Nd nécessite un dispositif à deux filaments. Au montage sur le barillet un 2^e filament dit ionisant (sans échantillon) est positionnée en face de l'évaporant pour permettre l'ionisation de l'échantillon. En effet, le filament d'évaporation est chauffé modérément alors que l'ionisation est obtenue par le second filament portée à 1750°C.

Après dépôt sur filament, les échantillons sont montés sur un barillet prêt à être chargé dans la source du Triton.

2.2.3. Conditions de mesure

Chaque analyse est constituée de 10 blocs de 10 mesures de 3s (soit 100 mesures par échantillon). Cette méthode de mesure nécessite une correction de fractionnement de masse. En effet, l'émission des différents isotopes n'est pas obtenue de manière homogène lors de l'ionisation, les isotopes légers étant émis les premiers. Il est donc nécessaire de corriger le rapport mesuré en le rapportant aux rapports d'isotopes stables chondritiques. Ainsi, la mesure de Sr est corrigée par rapport à $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375202$ et la mesure de Nd est corrigée par rapport à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$.

Chaque série de mesures, tant en Sr qu'en Nd, commence et s'achève par la mesure d'un standard (NBS 987 en Sr et La Jolla et/ ou JNdi en Nd) de manière à contrôler la stabilité du spectromètre. Les valeurs obtenues, leurs moyennes, ainsi que les valeurs recommandées pour NBS987 et La Jolla ont été représentées sur la figure M-11. Cette étude statistique n'a pas été faite

pour les valeurs de JNdi car le nombre de mesure ($n = 5$) semblait insuffisant pour obtenir une bonne statistique sur l'ensemble des mesures.

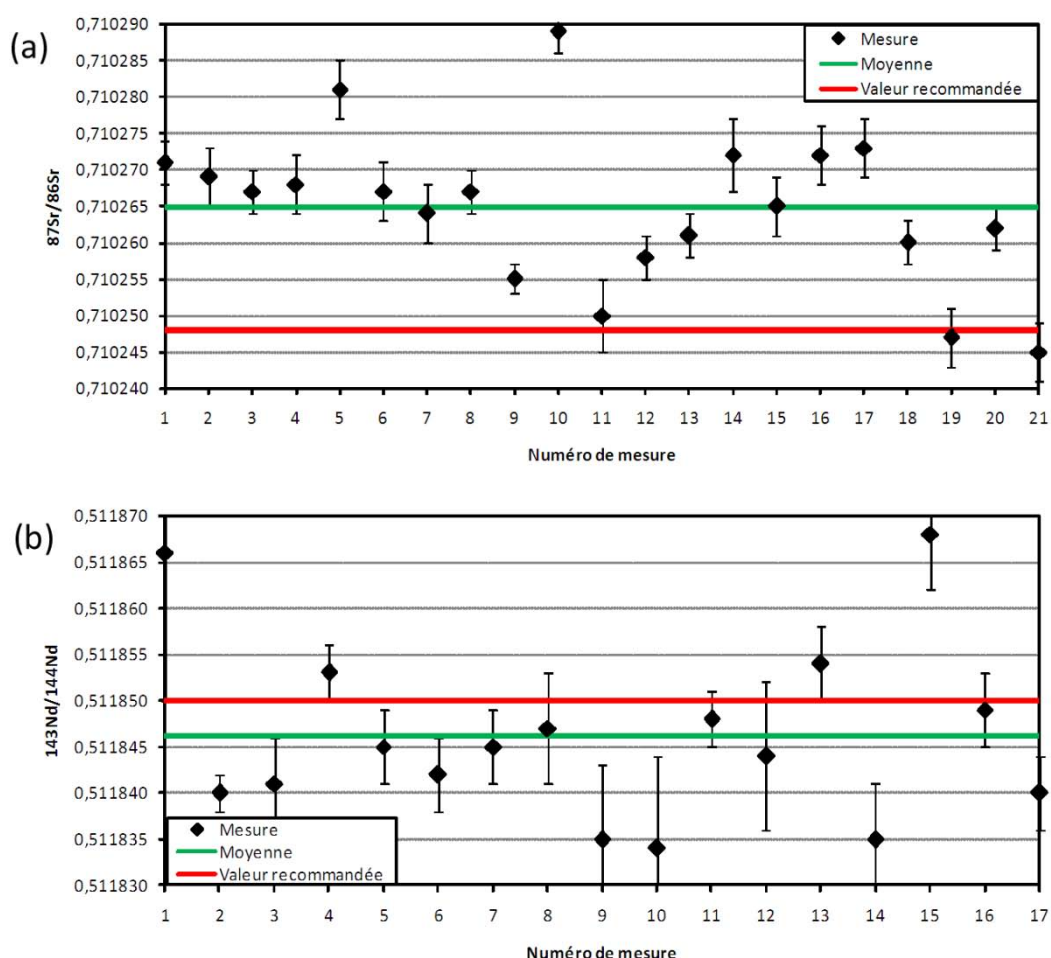


Figure M-11: (a) mesures des compositions isotopiques du Sr pour le standard NBS 987 et (b) mesures des compositions isotopiques du Nd pour le standard La Jolla

La valeur moyenne obtenue pour NBS987 pour l'ensemble de nos mesures est $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710265 \pm 0,000011$ ($n=21$). Cette valeur est significativement supérieure à la valeur recommandée (0,710248). De plus, on peut observer dans le temps des variations non linéaires des mesures ponctuelles. Cependant, chaque journée comportant des mesures de standard nous avons corrigé les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenus sur les échantillons au regard de la moyenne obtenue sur les standards.

La valeur moyenne obtenue pour La Jolla pour l'ensemble de nos mesures est $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511846 \pm 0,000010$ ($n=17$). Cette valeur est proche de la valeur recommandée (0,511850) mais de la même que pour les mesures de Sr on observe dans le temps des variations non linéaires. Ainsi les

valeurs de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenus sur les échantillons ont également été corrigées au regard de la moyenne obtenue sur les standards.

La qualité et la justesse des mesures est directement dépendante la qualité de manipulation et de la quantité d'éléments traces apportés lors des différents protocoles de séparation, tant par les réactifs que par le manipulateur lui-même. De ce fait, les blancs préalablement « spiké » avec des solutions artificiellement enrichies en Sr et Nd (spike B2 $^{86}\text{Sr} - [\text{Sr}] = 0,6023\text{ppm}$ et spike B4 $^{148}\text{Nd} - [\text{Nd}] = 0,02302\text{ppm}$) sont mesurés pour estimer quelle est la part de contamination. Chaque série comporte entre 1 et 2 blancs et les résultats sont synthétiser dans la table M-5.

Table M-5: concentrations en Sr et Nd des blancs mesurés

Numéro de série	[Sr] en pg/g	[Nd] en pg/g
1	295	140
2	1213	878
3	156	47
4	386	288
5	584	90
6	216	50
7a	378	364
7b		167
8a	95	136
8b	17304	2021
9	352	57

Les blancs 2 et 8b présentent des concentrations en Sr et Nd particulièrement élevées. Les valeurs du blanc 2 pourraient être dû à une cause externe (bécher mal lavé, contamination par le manipulateur, ...) ou interne (réactif contaminé, ...). Cependant, une coupure de courant (et donc de la ventilation) durant les étapes de préparation chimique de la série 2 serait à même d'expliquer cela et donc la valeur de blanc serait représentatif de l'ensemble de la série. Les blancs 8a et 8b sont issus de la même série. Par conséquent la mauvaise qualité du blanc 8b ne peut être due qu'à un événement ponctuel et donc n'est pas représentatif de l'ensemble de la série. Quoi qu'il en soit, à l'exception de des blancs 2 et 8b, les valeurs mesurées varient entre 95 et 584 pg/g (ou ppt) pour le

Sr et 47 et 364 pg/g pour le Nd. Les concentrations de nos échantillons varient de 102 à 1080 ppm pour le Sr et de 3,7 à 60,7 ppm pour le Nd. En conséquence, les quantités de Sr et Nd apportées par les différentes manipulations et les réactifs sont négligeables en regard des concentrations dans les échantillons.

2.3. Mesure de l'Hf et du Pb par MC-ICP-MS

2.3.1. Principe

Les mesures de Hf et de Pb sont réalisées grâce au Spectromètre de Masse à source plasma et multi-collection (MC-ICP-MS) Thermo Fisher™ Neptune du laboratoire de Géosciences Marines du centre de Ifremer de Brest. Le MC-ICP-MS s'apparente au couplage d'un ICP-MS (de part l'interface d'introduction en phase liquide) et d'un TI-MS (de part sa plate-forme de multi-collection).

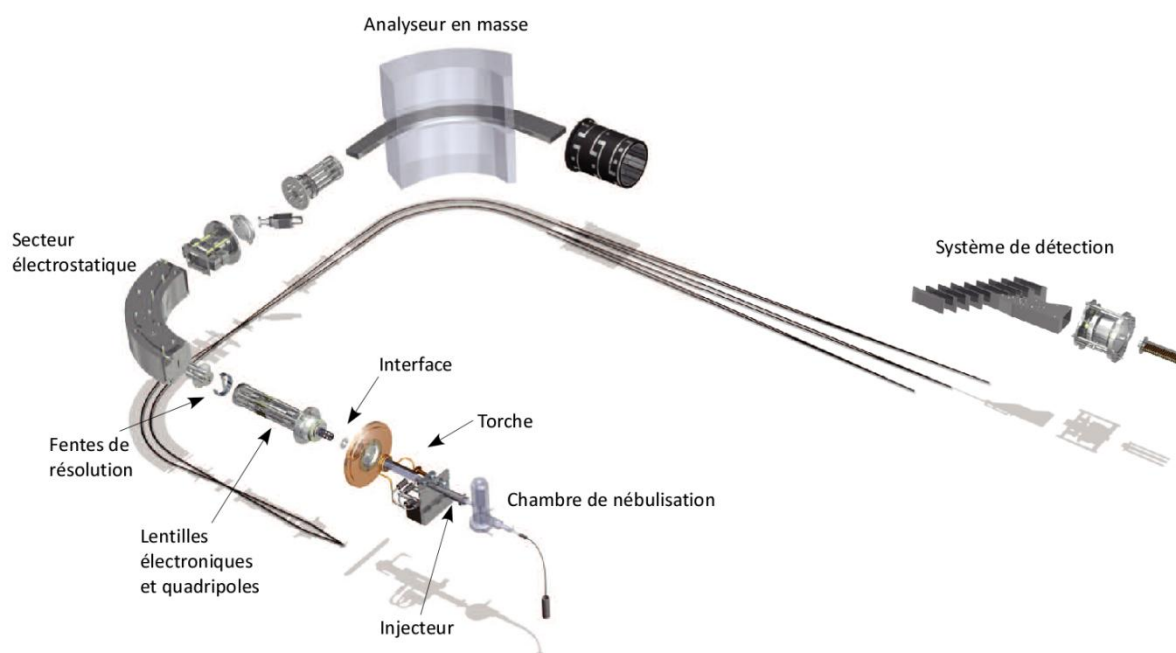


Figure M-12: Schéma d'un MC-ICP-MS Neptune Thermo Fisher d'après la documentation du constructeur

L'échantillon est introduit en phase liquide (préalablement repris) dans une chambre de nébulisation. L'aérosol produit est injecté dans un plasma à 8000°C qui désolvate, atomise et ionise les éléments présents dans l'échantillon. Les ions produits sont introduits dans le spectromètre de masse et les différents isotopes sont collectés simultanément sur des détecteurs. Le MC-ICP-MS Neptune est équipé de 9 cages de Faraday (dont 8 mobiles), 1 compteur d'ions axial (SEM) précédé

d'un RPQ (Retarding Potential Quad) et 2 mini-compteurs d'ions (MIC). Comme l'HR-ICP-MS Element II, trois résolutions sont possibles (basse, moyenne ou haute i. e. 300, 4000 ou 10000).

2.3.2. Préparation des échantillons

Après séparation chimique, le Plomb est repris dans 1 mL d'HNO₃ 2% Ultrex et sa concentration est vérifiée afin d'ajuster la concentration en « spike » de thallium ajouté (justification dans le paragraphe 2.3.3.) pour obtenir un rapport [Pb]/[Tl] = 10. Cette étape de vérification permet en outre de comparer la quantité de Pb obtenue après chimie par rapport à celle mise en solution (concentration en Pb déterminée par HR-ICP-MS). Cela donne donc accès au rendement du protocole de séparation chimique. Dans notre cas ce rendement variait entre 90 et 100%. La calibration du signal en Pb est obtenue par la mesure d'une solution standard de NIST 981.

Après séparation chimique, l'hafnium est repris dans 1 mL d'une solution 2%HNO₃+0,05%HF. Au moment de la mesure la concentration de la solution de prélèvement doit approcher les 300ppb pour avoir un signal électronique suffisant. Il est donc nécessaire de vérifier la concentration en Hf de la solution préparée pour ajuster le facteur de dilution. Cette étape de vérification donne également au rendement de la chimie préparatoire, rendement qui s'est avéré être variable mais généralement supérieur à 70%. La calibration du signal en Hf est obtenue par la mesure d'une solution standard de JMC 475.

2.3.3. Conditions de mesures

Comme pour les mesures avec l'HR-ICP-MS Element II, l'introduction des échantillons dans le spectromètre se fait en phase liquide. La série d'analyse comporte une solution standard intercalée entre les échantillons (respectivement NIST981 et JMC475 pour le Pb et l'Hf) qui permet de corriger la dérive instrumentale. De plus, d'autres paramètres sont à corriger lors des différentes mesures :

(1) les fractionnements en masse entre les différents isotopes

En effet, à chaque mesure, un fractionnement entre les différents isotopes d'un élément se produit à cause de leur différence de masse, et donc de vitesse dans le spectromètre. Un biais instrumental variable dans le temps est alors induit, biais qu'il est nécessaire de corriger pour obtenir le rapport isotopique réel. Le facteur de fractionnement entre les isotopes d'un élément donné correspond à :

$$f = \ln [(^aX/^bX)_{\text{mesuré}} / (^aX/^bX)_{\text{réel}}] / \ln [\text{masse de } ^aX / \text{masse de } ^bX]$$

f est déterminé en mesurant au spectromètre de masse un rapport isotopique $^bX/ ^cX$ stable dans la nature et dont la valeur est connue, et en intégrant ces valeurs dans la formule ci-dessus. Une fois f calculé, celui-ci est ré-utilisé dans l'équation pour déterminer le rapport réel inconnu de $^aX/ ^bX$ à partir de la valeur mesurée. Cette méthode implique toutefois de faire l'approximation que le fractionnement instrumental entre aX et bX est identique à celui entre bX et cX . Dans le cas de l'Hf, on corrige le biais instrumental pour calculer la valeur réelle de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ en utilisant le rapport naturellement stable $^{177}\text{Hf}/^{178}\text{Hf}$ (idem pour Sr et Nd avec respectivement $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Dans le cas du Pb, il n'existe aucun rapport naturel stable. La correction du fractionnement se fait donc grâce à l'utilisation d'un spike de Tl, élément de masse semblable au Pb, qui a été ajouté à la solution de Pb préalablement à la mesure. La composition isotopique $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ du spike est connue et permet donc de calculer le facteur de fractionnement f à appliquer sur les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

(2) l'interférence en masse d'autres éléments éventuellement présents

Certains éléments ont naturellement des isotopes de masse semblable à l'élément que l'on souhaite mesurer. On parle alors d'interférence isobarique. C'est le cas par exemple entre le Lu et l'Hf ou encore entre le Hg et le Pb. Les purifications chimiques préalables ont justement pour objectif de palier à cette interférence. Il est toutefois nécessaire de contrôler la présence éventuelle de ces isobares sous forme de trace et, le cas échéant, de corriger les mesures en conséquence. Dans le cas du Pb, il existe un isotope ^{204}Hg pouvant induire une interférence. La présence de Hg est alors contrôlée par la mesure de l'isotope ^{202}Hg . Le rapport $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$ étant stable dans la nature, la mesure de ^{202}Hg permet de calculer l'apport du Hg sur la mesure de la masse 204 et donc de la soustraire pour obtenir la valeur de ^{204}Pb : $(^{204}\text{Pb}) = (^{204}\text{Total}) - (^{202}\text{Hg}) * (^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg})_{\text{naturel}}$

Une fois ces corrections faites, le dépouillement des données consiste à en soustraire les blancs (de chimie totale et de la solution de dilution) mesuré au MC-ICP-MS dans les mêmes conditions et indiquant l'apport extérieur. Contrairement à l'HR-ICP-MS cette soustraction ne peut se faire en automatique. En effet, chaque échantillon d'une série a été dilué de manière différente afin d'aboutir à un signal de même intensité pour tous les échantillons (i. e. à une concentration équivalente dans la solution de prélèvement). Il est donc nécessaire de recalculer la proportion de chaque apport. Les blancs mesurés pour chaque série d'analyse sont inférieurs à 100 et 50 pg respectivement pour le Pb et l'Hf. L'apport des différents réactifs et manipulations négligeable par rapport à la concentration en analyte.

V. GÉOCHRONOLOGIE K-AR

1. PRINCIPE DE DATATION ET SPÉCIFICITÉ DE LA MÉTHODE K-AR SANS SPIKE

La datation absolue s'appuie sur le principe de décroissance radioactive, c'est-à-dire qu'un isotope père dit radioactif se transforme en un isotope fils dit radiogénique selon une loi logarithmique. Ainsi durant chaque intervalle de temps dt un nombre dN d'isotopes père décroît en fonction d'une constante radioactive λ propre à chaque couple père/fils (équation 1) :

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

Equation 1 où:

N = nombre d'atomes de l'isotope père

λ = constante radioactive avec $\ln 2/T$ (T étant la période c'est à dire le temps nécessaire à la transformation de la moitié du taux initial d'élément père)

En intégrant l'équation 1 on obtient : $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$

Equation 2: avec N_0 = nombre d'atome de l'isotope père à l'instant initial et N_t = nombre d'atome de l'isotope père subsistant à l'instant t

Dans l'équation 2 N_0 et t sont inconnus. Ainsi, on considère l'accumulation de l'isotope fils D à chaque instant soit : $N_0 = N_t + D_t$ d'où :

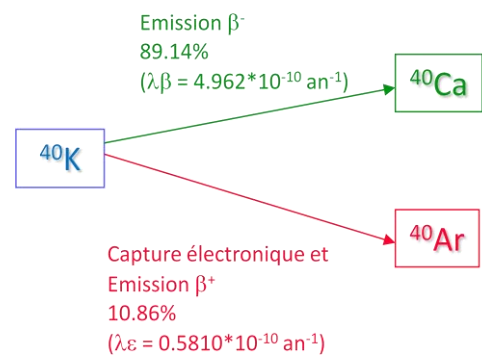
$$t = 1/\lambda * [\ln(D/N + 1)]$$

L'âge t obtenu est la durée écoulée depuis la date de fermeture du système. Pour une lave, la fermeture du système correspond à l'âge du refroidissement, c'est-à-dire celui de l'éruption.

La méthode mise en œuvre pour cette étude est celle du K-Ar

K est le 7^e élément le plus abondant sur Terre et un constituant majeur des minéraux et roches volcaniques. De ses 3 isotopes naturels (^{39}K , ^{40}K et ^{41}K) seul celui de masse 40 est radioactif. Il se désintègre en ^{40}Ar et en ^{40}Ca . La méthode de datation K-Ar que nous utilisons dans cette étude est basée sur le couple ^{40}K - ^{40}Ar .

La désintégration du ^{40}K en ^{40}Ar se fait majoritairement par capture électronique avec une constante $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$. La désintégration du ^{40}K en ^{40}Ca survient elle par rayonnement β^- avec $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ [Steiger&Jäger, 1977]. Le branching ratio d'un élément x est défini par: $\lambda_x / (\sum \lambda_x)$ ce qui correspond au pourcentage de chaque type de désintégration à partir d'un même élément père. Ainsi le branching ratio du ^{40}K pour l' ^{40}Ar = $\lambda_e / (\lambda_\beta + \lambda_e) = 10,86\%$.



On peut additionner les constantes de désintégration de ^{40}K en $\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta = 5,543 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ d'où une période $T = 1,250 \text{ Ga}$.

De ce fait un âge K-Ar est obtenu par l'équation :

$$t(\text{ans}) = \frac{1}{\lambda} * \ln\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{40}\text{K}} * \frac{\lambda}{\lambda_e} + 1\right)$$

L'abondance relative du K dans les roches de la croûte terrestre et la période du ^{40}K en font une méthode applicable sur une large gamme d'âges allant de quelques milliers d'années à plusieurs centaines de millions d'années. Elle est ainsi bien adaptée à la datation de roches volcaniques récentes ou anciennes.

Géochimiquement le K est un élément incompatible dans le manteau. Il se concentre dans les dernières phases qui cristallisent, i. e. la mésostase dans le cas de roches volcaniques.

L'une des particularités de la méthode K-Ar sans spike (connue aussi sous le nom de méthode Cassinot-Gillot [Gillot&Cornette, 1982]) est de mesurer le K et l'Ar uniquement sur la mésostase, réduisant de fait les erreurs systématiques d'âges surestimés liés aux phases précoces formées intra-chambre magmatique, et/ou aux xénocristaux ou xénolithes. La datation K-Ar repose sur quatre hypothèses de base qui ne sont pas vérifiables par la méthode sans spike:

- $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ initial = $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique actuel = 295,5 [Nier, 1950] (sous-entendu pas d'Ar radiogénique au départ)

- Le système a évolué en système fermé depuis sa formation
- $\lambda\epsilon$, $\lambda\beta$ et les abondances isotopiques du K [Garner *et al.*, 1975] sont constantes dans le système
- La durée de la formation de la roche ou du minéral est négligeable par rapport à son âge (ce qui est vrai dans le cas des roches volcaniques)

Dans le cas de laves aériennes le refroidissement survient en équilibre avec l'atmosphère et le magma arrivant en surface peut dès lors être considéré comme entièrement dégazé et donc de composition atmosphérique en ce qui concerne l'Ar. Par conséquent l'hypothèse 1 est validée pour la plus grande majorité des roches volcaniques non vitreuses aériennes. Dans le cas de laves sous-marines, du fait de la pression hydrostatique exercée par la colonne d'eau, les écarts à cette première hypothèse ne sont pas à écarter. De ce fait il convient d'être critique sur les âges obtenus, un excès d'Ar en provenance du manteau pouvant induire une augmentation du $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ et donc de l'âge apparent d'un échantillon sous-marin. Un des tests essentiel est de mettre en perspective l'âge obtenu avec d'autres contraintes géologiques.

2. SÉPARATION DE LA MÉSOSTASE

Comme indiqué précédemment, les mesures de K et d'Ar sont réalisées sur mésostase séparée. Les différentes étapes de préparation ont pour but d'éliminer les phénocristaux et les xénocristaux contenus dans la roche de la fraction utile. En effet, ils sont des porteurs potentiels d' ^{40}Ar en excès (présent dans les phases de cristallisation précoce) ou de l' ^{40}Ar hérité (de composition non atmosphérique, incorporé dans le magma par des fluides).

Les lames minces des échantillons sont étudiées pour déceler la présence d'éventuelles phases d'altération et pour déterminer la fraction granulométrique permettant l'obtention d'un maximum de grains de mésostase et d'un minimum de grains mixtes. Typiquement cette fraction est comprise entre 125 et 250 μm .

- La fraction récupérée au tamisage est abondamment lavée, d'abord à l'eau (pour éliminer les poussières résiduelles non séparées au tamisage) puis à l'acide nitrique dilué à 10% à $\approx 60^{\circ}\text{C}$ dans une cuve à ultrasons pendant 15min (pour éliminer les phases d'altération et les sulfates) et/ou à l'acide acétique à $\approx 60^{\circ}\text{C}$ dans une cuve à ultrasons pendant 1h (pour éliminer les carbonates). Ces lavages avec différents acides ont pour but d'éliminer les minéraux secondaires piégés dans les fractures et vacuoles qui n'ont pas pu être retirés à la scie.
- Après lavage à l'acide la fraction est rincée abondamment à l'eau ultrapure de pour éliminer toute trace d'acide dans l'échantillon (contrôle par le pH). Un dernier lavage à l'éthanol est effectué préalablement à un ultime rinçage à l'acétone qui facilitera le séchage à l'étuve ($\approx 50^{\circ}\text{C}$) de la fraction qui ne contient plus alors que des grains d'origine volcanique. Toute la verrerie utilisée est alors soigneusement nettoyée à l'eau et à l'éthanol.

La fraction ainsi obtenue ne contient plus que des éléments d'origine volcanique mais qui peuvent être soit des grains de mésostase, soit des grains de minéraux, ou encore des grains mixtes. Pour séparer les grains de mésostase du reste de la fraction différents tris sont effectués:

- Un tri magnétique à l'aide d'un aimant ou d'un séparateur magnétique de type "Frantz" permet de séparer la fraction magnétique (mésostase, oxydation éventuelle,...) de la fraction amagnétique (principalement des olivines, des pyroxènes et des feldspaths, respectivement phases précoces et tardives de cristallisation). Le champ magnétique utilisé est estimé empiriquement et graduellement de manière à éliminer aussi les grains mixtes. La fraction résultante est constituée pour l'essentiel de mésostase, d'éventuels minéraux ferromagnésiens et feldspaths, souvent en traces résiduelles, et/ou de phases d'oxydation légèrement magnétiques
- Des liquides de forte densité (ou liqueurs denses) sont utilisés pour séparer les grains en fonction de leur masse volumique. La mésostase des basaltes a généralement une densité de l'ordre de 2,8-2,9. A titre indicatif, celle des roches différenciées est généralement comprise entre 2,6 et 2,7. Pour obtenir de la mésostase "pure" on tolère généralement une gamme de densité de 0,1 mais qui peut être réévaluée selon la nature et la quantité des grains. Pour obtenir cette gamme deux liqueurs denses sont utilisées:

- Le diiodométhane, de densité 3,3, et diluable à l'acétone. Il permet de séparer la mésostase des minéraux les plus denses tels que l'olivine, le pyroxène et les magnétites, et des minéraux légers comme les feldspaths.
- Le bromoforme, de densité 2,8, et diluable à l'éthanol. Il permet de séparer la mésostase des feldspaths résiduels et des phases d'oxydation éventuelle.

A chaque étape l'évolution et la qualité du tri sont contrôlés sous la loupe binoculaire.

L'ensemble de ces étapes a permis d'obtenir l'échantillon de mésostase séparée nécessaire aux mesures de K et d'Ar et donc à la datation de la roche.

3. ANALYSES

Du fait de leurs natures respectives, le K et l'Ar sont mesurés séparément à partir d'une même aliquote de mésostase séparée. Le K, en tant qu'élément solide, est mesuré par spectrométrie de fluorescence alors que l'Ar (gaz rare) est mesuré par spectrométrie de masse. Afin de valider les résultats et d'en assurer justesse et précision au minimum deux mesures indépendantes de K et d'Ar sont faites pour chaque échantillon.

3.1. Mesure du K

Le K est présent naturellement sous 3 formes isotopiques: ^{39}K , ^{40}K et ^{41}K dont les abondances relatives sont connues. Le ^{40}K , le seul isotope radioactif représente 0,01167% du K total. Par conséquent, en dosant le K total par voie chimique on obtiendra la quantité de ^{40}K (isotope père) présent dans l'échantillon.

Les dosages de K ont été réalisés en partie au sein de l'UMR 6538 "Domaines Océaniques" par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma–Atomic Emission Spectrometry) de type HORIBA Jobin Yvon Ultima 2 (selon le protocole décrit en III.) et en partie au CRPG de Nancy.

Une aliquote de l'échantillon à doser est mise en solution par une attaque acide. L'acide fluorhydrique à chaud est utilisé pour détruire des réseaux cristallins des silicates et ainsi libérer les différents cations. Le dépôt calciné obtenu est ensuite remis en solution d'acide pur et dilué dans une

certaine quantité d'eau distillée (définie selon la concentration attendue). Des solutions standards ou étalons de K sont également préparées afin de construire une courbe d'étalonnage nécessaire à la mesure de K.

Le K est un élément alcalin aisément excitable. Ainsi, il est facilement dosable par spectrométrie de flamme, technique qui consiste à mesurer l'émission photonique caractéristique de l'élément K sélectionné par un monochromateur. Les solutions étalons sont injectées dans la flamme du spectrophotomètre pour construire la courbe d'étalonnage entre l'émission photonique et la teneur en K. Ensuite les échantillons sont également injectés dans le spectrophotomètre et l'émission photonique mesurée est proportionnelle à la concentration en K de l'aliquote utilisée. A noter que la mesure est réalisée en plusieurs prises afin de s'assurer de l'homogénéité de l'échantillon.

La teneur en K de l'échantillon (recalculée à partir de la masse de l'aliquote et des facteurs de dilution) permet de déterminer la teneur en ^{40}K de l'échantillon qu'on peut alors retranscrire dans l'équation de calcul d'âge.

3.2. Mesure de l'Ar

La méthodologie employée pour mesurer la composition isotopique au sein de l'échantillon est détaillée dans Charbit *et al.* (1998), Guillou (2001) et Guillou *et al.* (2004). Il s'agit de la méthode ^{40}K - ^{40}Ar sans spike développée par C. Cassignol et adaptée à la datation des roches récentes par P.Y. Gillot [Cassignol *et al.*, 1978, Cassignol&Gillot, 1982, Gillot&Cornette, 1986]. Cette méthode est particulièrement bien adaptée à cette étude car elle permet l'obtention d'âges à la fois anciens et jeunes [Zwingmann *et al.*, 2004 ; Quidelleur *et al.*, 2005]. Cette méthode diffère de la méthode K-Ar conventionnelle par une dilution isotopique nécessitant un traceur ou spike de ^{38}Ar .

Les mesures isotopiques de l'argon ont été effectuées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE, UMR1572 CEA/CNRS, Gif sur Yvette) en collaboration avec Hervé Guillou. L'Ar, tout comme les autres gaz de l'échantillon, est piégé au sein de la mésostase. Il convient dans un premier temps de l'extraire et dans un second temps d'éliminer les autres gaz avant les mesures de sa composition isotopique par spectrométrie de masse. Les différentes étapes d'extraction et de purification sont synthétisées sur la figure M-13.

3.2.1. Extraction

Environ 1g d'échantillon est pesé et placé dans un creuset en molybdène préalablement dégazé et lui-même placé dans un dispositif en pyrex et quartz contenant également un doigt de charbon actif et un doigt de mousse de titane utilisée pour la purification des gaz.

L'ensemble du dispositif est alors mis sous vide, c'est ce que l'on appelle le stade de pré-dégazage. Lorsque l'échantillon est sous vide secondaire (10^{-7} Torr) celui-ci est fondu au moyen d'un four à induction. Durant la fusion le doigt de charbon est placé dans l'azote liquide pour optimiser l'extraction des gaz.

3.2.2. Purification

Après la fusion, les doigts de charbon et de titane sont placés dans des fours respectivement à 350°C et 875°C pendant environ 40 minutes. Ainsi le charbon libère les gaz qu'il a piégés lors de la fusion. A la température de 875°C, la mousse de titane va piéger les gaz non inertes (dont l'Ar et l'He ne font pas partis). Après 40 min de purification, la qualité du gaz obtenu est testée par un homoflux qui, par excitation, permet d'évaluer la pression des gaz inclus dans l'ampoule. Si ce premier test montre que la purification n'est pas suffisante la purification de l'échantillon est prolongée de 10 min.

Ensuite, lorsque l'ensemble du dispositif est revenu à température ambiante, le doigt de charbon est refroidi à l'azote liquide pour repiéger les gaz inertes restant dans la tubulure. Ensuite les fractions de tubes devenus inutiles sont séparées du dispositif et l'ampoule échantillon ainsi obtenue est placée sur la ligne à ultravide du specromètre de masse.

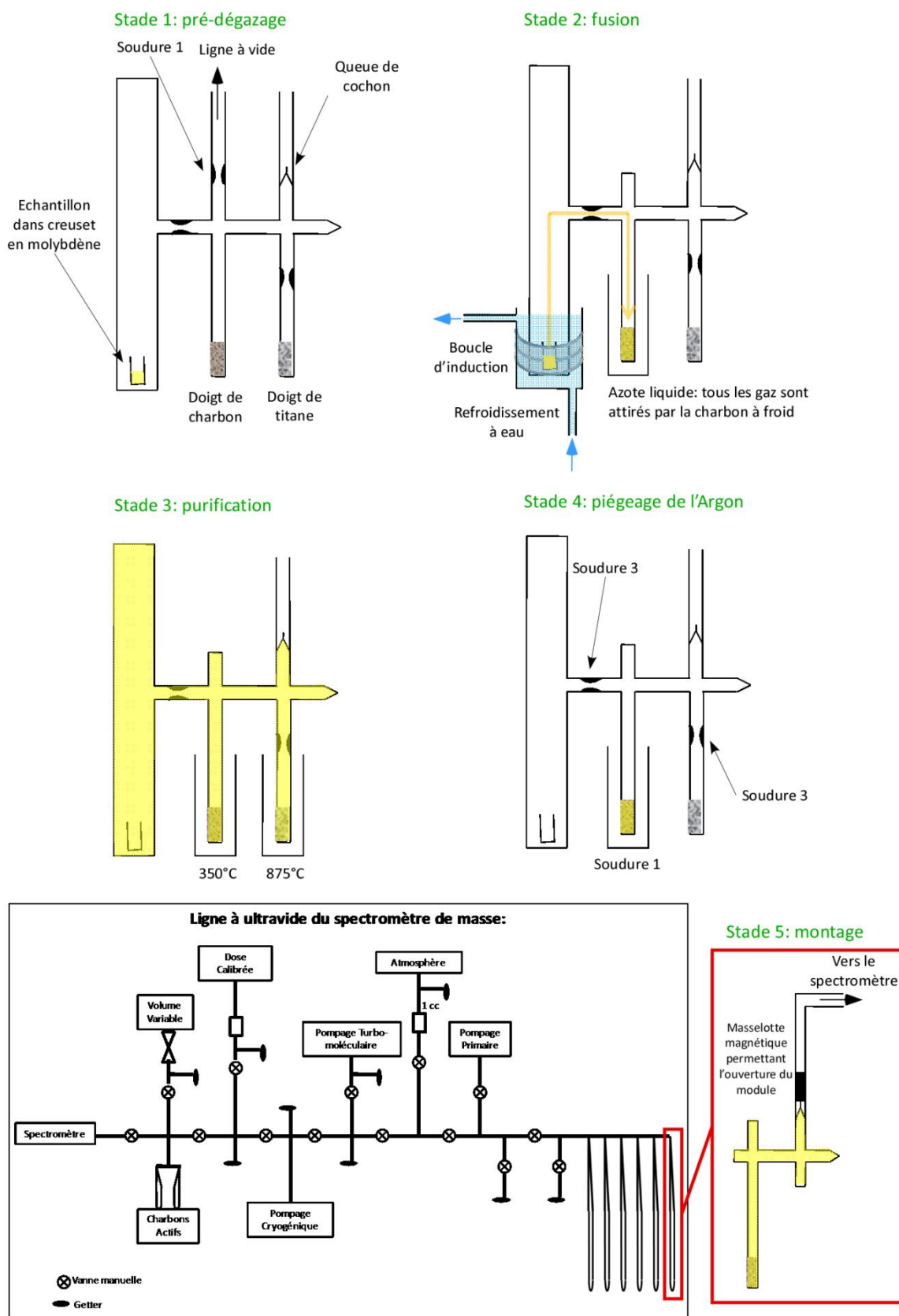


Figure M-13: étapes d'extraction et de purification de l'Argon contenu dans la mésostase. Le remplissage jaune correspond à la localisation de l'argon aux différentes étapes.

3.2.3. Analyse isotopique

Le module monté sur la ligne à ultravide du spectromètre de masse ne contient plus que de l'Ar, de l'He et d'autres gaz inertes en quantité infinitésimale. Préalablement à toute mesure, la ligne est pompée par un système de pompage comprenant une pompe turbo-moléculaire associée à une pompe primaire. Le vide est affiné ensuite par une pompe cryogénique. On obtient ainsi des valeurs de vide de l'ordre de 4.10^{-8} Torr.

Le gaz à analyser est libéré dans la ligne à ultravide à l'aide d'une masselotte métallique manipulée par un aimant qui brise le scellement en verre (appelé "queue de cochon") qui obturait l'ampoule. Le gaz est attiré sur des charbons actifs plongés dans l'azote liquide et positionnés au plus près du spectromètre de masse. La température de condensation de l'He est très inférieure à celle de l'azote liquide donc en condensant le gaz extrait de l'échantillon à la température de l'azote liquide on pourra alors éliminer l'He par pompage différentiel sur la pompe turbo-moléculaire. Les autres gaz inertes tels que le Krypton ou le Néon sont en quantités négligeables par rapport à l'Ar. L'argon ainsi purifié est introduit dans le spectromètre de masse. Les isotopes ^{40}Ar et ^{36}Ar sont alors mesurés simultanément sur le double collecteur du spectromètre pendant 120 secondes avec une fréquence de mesure des pics de l' ^{40}Ar et de l' ^{36}Ar chaque seconde.

Toutefois, l'échantillon ne contient pas seulement de l'Ar radiogénique. Il contient aussi de l'Ar atmosphérique adsorbé à sa surface ou intégré dans les zones d'altération. Une correction dite "de contamination atmosphérique" est dès lors nécessaire. Cette correction est possible car l' ^{36}Ar issu des processus nucléosynthétiques est atmosphérique. Le rapport $^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$ atmosphérique étant constant, on peut déduire la part d' ^{40}Ar atmosphérique et donc la part d' ^{40}Ar radiogénique. Pour optimiser l'erreur liée aux processus expérimentaux, une aliquote d'air est mesurée immédiatement après l'échantillon et à pression équivalente. Cette mesure d'air permet de comparer directement les deux signaux pour déterminer la part relative en ^{40}Ar de l'échantillon. Enfin on procède à la mesure (toujours dans les mêmes conditions) d'une dose calibrée d'Ar atmosphérique (provenant d'un réservoir isolé). C'est à partir de l'ensemble de ces données que l'on obtient la quantité d' $^{40}\text{Ar}^*$ de l'échantillon qu'on peut alors introduire dans l'équation de calcul d'âge.

4. LIMITES DE LA MÉTHODE

L'incertitude liée à la correction de la contamination atmosphérique est d'autant plus élevée que l'échantillon est jeune car il contient peu d'Ar radiogénique. A l'inverse, la teneur en Ar radiogénique augmente avec l'âge et donc l'incertitude liée à cette tend à devenir négligeable. Pour cette raison, et compte tenu de la période élevée du ^{40}K ($1,25 \cdot 10^9$ ans) la méthode de datation K-Ar sembler a priori mieux adaptée à la datation de roches anciennes.

Toutefois, la relative instabilité du chronomètre dans le temps, rapport à la labilité de l'argon et au lessivage du potassium, ne permet pas toujours de dater les formations anciennes si les roches ont subi des transformations ultérieures : compression (quelques kbars) ou réchauffement (à partir de 200 à 500°C selon la nature des minéraux et le temps), recristallisation, altération et du fait des caractères physico-chimiques de l'Ar (gaz inerte) et du K (solide alcalin), le chronomètre K-Ar est très sensible à ces phénomènes. Cependant c'est aussi grâce à cette sensibilité qu'il enregistre des évènements de l'histoire de la Terre jusqu'à l'époque très récente mais ces transformations minérales peuvent dans certains cas affecter la fiabilité de la datation.

4.1. Perte de K

La circulation de fluide dans la roche (en milieu aérien ou sous-marin) peut entraîner un lessivage du K qui est un élément mobile, c'est le cas de l'argilisation, de la chloritisation et de tous les phénomènes liés à l'altération. A l'inverse, l'Ar gazeux déjà accumulé est conservé au sein du réseau cristallin. Par conséquent l'âge K-Ar apparent est surestimé par rapport à l'âge réel.

4.2. Perte d'Ar

Une hausse de pression ou de température au sein de la roche (ex: métamorphisme) va favoriser la diffusion de l'Ar gazeux à l'extérieur du réseau cristallin sans affecter la teneur en K total. Ainsi l'âge K-Ar apparaîtra trop jeune par rapport à l'âge réel de l'échantillon.

Pour limiter les risques de pertes de K et d'Ar un protocole de choix et de contrôle a été appliqué aux échantillons:

- Parmi les roches des campagnes d'échantillonnage un premier tri visuel est effectué pour écarter ceux présentant une altération prononcée
- Un contrôle visuel de l'altération est réalisé sur les lames minces de ces échantillons

- Le sciage permet d'éliminer les zones de la roche présentant des marques d'altération, de circulation de fluide ou de dépôts secondaires
- Après le broyage et la séparation de la mésostase, les granulats sont contrôlés sous loupe binoculaire
- Lors de l'analyse roche totale des poudres du même échantillon, le niveau de la perte au feu (ou LOI = Loss Of Ignition) indique également l'intensité de l'altération

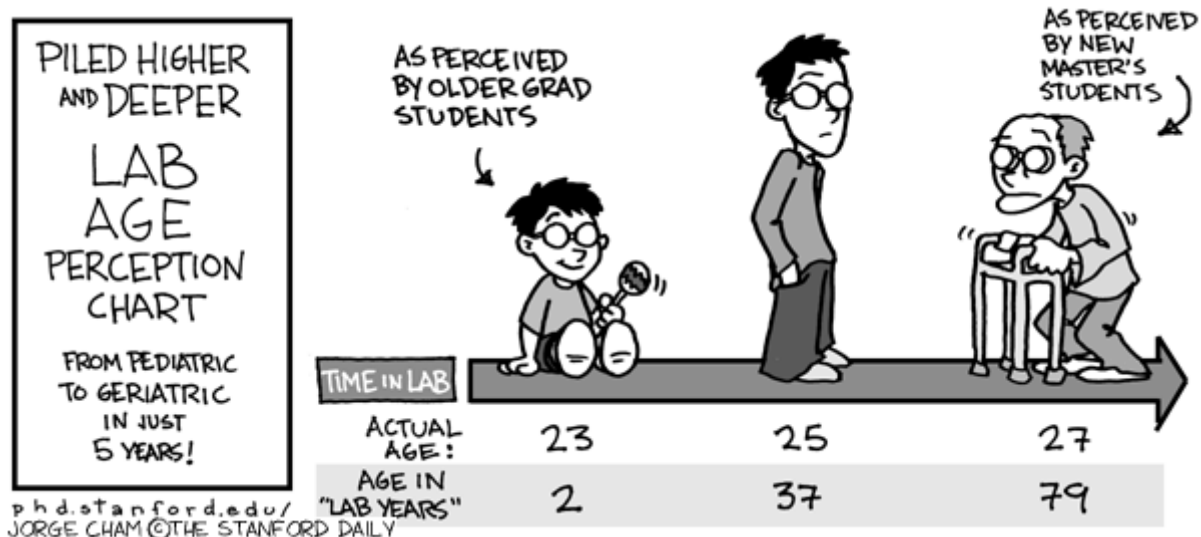
4.3. Excès d'Ar

Les signes des deux remobilisations de l'Ar et du K sont souvent détectables et n'échappent pas à une analyse pétrographique ou minéralogique attentive. Ce n'est pas le cas de l'héritage d'argon plus délicat à mettre en évidence. En effet, les roches volcaniques ici étudiés ont pour origine le manteau dont le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est supérieur à celui de l'atmosphère [Allègre *et al.*, 1986, Kaneoka *et al.*, 1983, Staudacher *et al.*, 1991]. Si une partie de cet Ar n'est pas dégazé lors du trajet du magma vers la surface la 1^{ère} hypothèse de la méthode de datation K-Ar sans spike n'est pas vérifiée et donc a abouti un excès d'Ar par rapport au K présent. Ainsi l'âge K-Ar apparaîtra plus ancien que l'âge réel de l'échantillon.

En cas de doute sur l'Ar présent dans un échantillon (âge illogique par rapport aux autres par exemple), la méthode de datation ^{40}Ar - ^{39}Ar permet de vérifier l'hypothèse de base sur le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ et donc confirmer ou infirmer la présence d'Ar hérité.

1.

Le point chaud ASP : Contraintes géochronologiques et géodynamiques



I. L'OCÉAN INDIEN, UNE GÉODYNAMIQUE PARTICULIÈRE

1. OUVERTURE ET ÉVOLUTION DE L'OCÉAN INDIEN

L'océan Indien est constitué de trois plaques tectoniques principales: Afrique, Antarctique et Indo-Australie, séparées par trois dorsales médio-océaniques reliées au niveau du point triple Rodrigues (25°S-70°E):

(1) la dorsale central Indienne (CIR) entre l'Afrique et l'Indo-Australie, qui se prolonge au nord jusqu'au triangle des Afars par la dorsale Carlsberg

(2) la dorsale sud-ouest indienne (SWIR) entre l'Afrique et l'Antarctique, qui rejoint la dorsale médio-atlantique au point triple de Bouvet [Sclater *et al.* 1976]

(3) la dorsale sud-est indienne (SEIR) entre l'Antarctique et l'Indo-Australie, qui rejoint la dorsale Pacifique-Antarctique au point triple Macquarie.

Chacune de ces plaques est une plaque mixte constituée à la fois de croûte océanique et de croûte continentale, reliées entre elles à l'origine au sein du proto-continent Gondwana. Les croûtes océaniques de chacune de ces plaques et les anomalies magnétiques qui les composent sont des marqueurs de l'ouverture et de l'évolution de l'océan Indien. La seule subduction de l'océan Indien se produit sous de l'arc de la Sonde qui s'étend sur 2000 km [Katili, 1975]. De ce fait, l'essentiel de la croûte océanique a été préservée et l'ouverture et l'évolution de l'océan ont pu être reconstruites. Notre objectif n'étant pas de comparer les différents modèles cinématiques proposés, nous allons seulement évoquer les principales étapes de l'évolution de l'Océan Indien en lien avec la question qui nous intéresse. Certains exemples de reconstructions cinématiques de l'océan Indien sont représentés sur la figure 1-1.

- ? Ma : ouverture initiale de l'océan Indien : le super-continent Gondwana se fracture et sépare la plaque Somalie du bloc Antarctique-Australie-Inde-Madagascar. Selon les auteurs cette phase aurait débutée entre 200 Ma et 165 Ma [Royer&Coffin, 1992 ; Reeves&Wit, 2001 ; Schettino&Scotese, 2005]
- 130-119 Ma : ouverture entre les blocs Australie-Antarctique et Inde-Madagascar : trois plaques majeures sont en mouvement dans l'océan Indien : Afrique, Australie-Antarctique et Inde-Madagascar. A partir de cette époque on peut noter l'influence des points chauds sur la cinématique des plaques. En effet, Gaina *et al.* [2007] attribuent les variations importantes d'accrétion entre les segments à l'arrivée en surface du point chaud de Kerguelen, dont la

signature isotopique est par ailleurs enregistrée dans les basaltes de Bunbury (à l'ouest de l'Australie) dès 130 Ma [Coffin *et al.* 2002].

- 119-90/93 Ma : réorganisation majeure de l'océan Indien : quatre plaques majeures sont en mouvement dans l'océan Indien : Afrique, Antarctique, Australie et Inde-Madagascar. Le rifting entre les plaques Australie et Antarctique s'amorce [Sahabi *et al.*, 1993 ; Rostein *et al.* 2001] et l'activité du point chaud de Kerguelen s'intensifie avec la mise en place de la partie sud du plateau éponyme [LeClaire *et al.* 1987 ; Whitechurch *et al.* 1992]. La province centrale de ce plateau ainsi que la majeure partie de Broken Ridge se mettent en place vers 100 Ma, possiblement à l'aplomb du point triple de Rodrigues [LeClaire *et al.* 1987 ; Frey *et al.*, 2000]
- 90/93-68,5 Ma : changement de configuration des plaques de l'océan Indien : quatre plaques majeures sont en mouvement dans l'océan Indien : Afrique-Madagascar, Antarctique, Australie et Inde. L'accrétion cesse entre les plaques Afrique et Madagascar alors que la plaque Inde se sépare du bloc Afrique-Madagascar [Sahabi, 1993 ; Piqué *et al.*, 1999 ; Gaina *et al.*, 2003 ; Schettino&Scotese, 2005 ; Rabinowitz&Woods, 2006]. La première expression du point chaud de Marion forme le plateau de Madagascar (au sud de l'île du même nom) de façon plus ou moins synchrone avec l'ouverture entre Madagascar et Inde [Duncan&Hargraves, 1990 ; Torsvik *et al.*, 1998/2000 ; Piqué, 1999]. L'extension entre les plaques Antarctique et Australie se propage vers l'Ouest et amorce le rifting du plateau de Kerguelen avec la séparation de Broken Ridge [Tikku&Cande, 2000 ; Cande&Stock, 2004]. La Ride 90°E (plaque Australie) est datée du nord au sud de 82 Ma à 37 Ma [Coffin *et al.*, 2002] et serait la trace du point chaud de Kerguelen [Mahoney *et al.*, 1983 ; Weis *et al.*, 1991 ; Duncan, 1991 ; Duncan&Storey, 1992 ; Desa *et al.*, 2009].
- 68,5-46 Ma : quatre plaques majeures sont en mouvement dans l'océan Indien : Afrique-Madagascar, Antarctique, Australie et Inde. Depuis la séparation entre le plateau de Kerguelen et Broken Ridge (-83Ma) jusqu'à -43 Ma, l'ouverture entre les plaques Antarctique et Australie se produit de façon très lente [Tikku et Cande, 1999-2000]. Le mouvement relatif entre les plaques Inde et Australie devient N-S [Sahabi, 1993]. Le banc de Crozet se met en place sur le bloc Afrique-Madagascar aux environs de 68 Ma suite au volcanisme du point chaud éponyme [Goslin&Diament, 1987]. L'activité du point chaud de la Réunion débute il y a 65 Ma par la mise en place de la partie volcanique des Seychelles et des Traps du Deccan [Courtillot *et al.*, 1986 ; Venkatesan *et al.*, 1993 ; Pande 2002 ; Courtillot&Renne, 2003]. A la même époque, un saut de la dorsale Carlsberg vers le nord du plateau des Mascareignes place le point chaud

sous la plaque Afrique et entraine la mise en place de la dorsale centrale Indienne [Masson, 1984 ; Todal&Eldhom, 1998 ; Piqué, 1999].

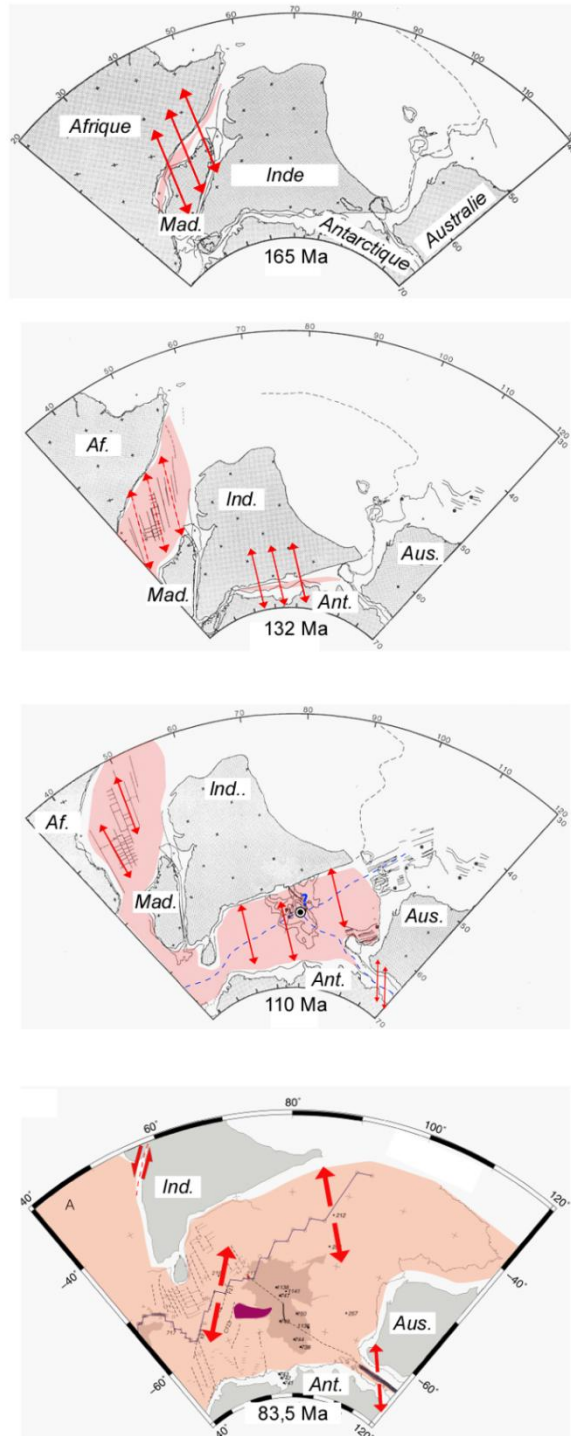


Figure 1-1 : exemples de reconstruction cinématique de l'océan Indien adaptés de Courreges [2010], modifiés d'après Royer&Coffin [1992] (à 165,132 et 110 Ma) et Desa et al., [2009] (à 83,5 Ma). Les flèches rouges indiquent la direction d'ouverture et les zones rosées le plancher océanique. Af. : Afrique, Ant. : Antarctique, Aus. : Australie, Ind. : Inde, Mad. : Madagascar.

2. GÉODYNAMIQUE ACTUELLE

Depuis 45 Ma, l'océan Indien a subi une réorganisation majeure suite à la collision Inde-Asie. La mise en place de la province nord du plateau de Kerguelen débute il y a environ 40 Ma et le volcanisme actuel du point chaud se situe au niveau des îles Heard et McDonald [LeClaire *et al.*, 1987 ; Barling *et al.*, 1994 ; Weis *et al.*, 1998 ; Yang *et al.*, 1998 ; Frey *et al.*, 2000, Nicolaysen *et al.*, 2000]. L'accrétion océanique entre le plateau de Kerguelen et Broken Ridge débute entre 46 et 43 Ma avec la mise en place de la dorsale Sud-est Indienne dans sa configuration actuelle [Krishna *et al.*, 1995]. Entre 45 Ma et 20 Ma les plaques Inde et Australie sont solidaires, formant la plaque Indo-Australienne.

Depuis 20 Ma cette plaque est en fait constituée de quatre plaques distinctes (Fig. 1-2) : Inde, Capricorne, Australie et Macquarie (non visible sur la figure) séparées par de larges zones de déformations diffuses [Minster&Jordan 1978 ; Wiens *et al.*, 1985 ; DeMets *et al.*, 1988-2005 ; Gordon *et al.*, 1990 ; Royer&Chang, 1991 ; Royer&Gordon 1997 ; Gordon *et al.*, 1998 ; Henstock&Minshull, 2004 ; Conder&Forsyth, 2001 ; Cande&Stock, 2004]. Le mouvement relatif entre ces plaques a démarré il y a 20 Ma par un mouvement de la plaque Capricorne suivant une direction E-W, mouvement qui semble s'être ralenti il y a 15 Ma. Le développement de la plaque Macquarie a débuté plus tard, il y a environ 6 Ma [Cande&Stock, 2004]

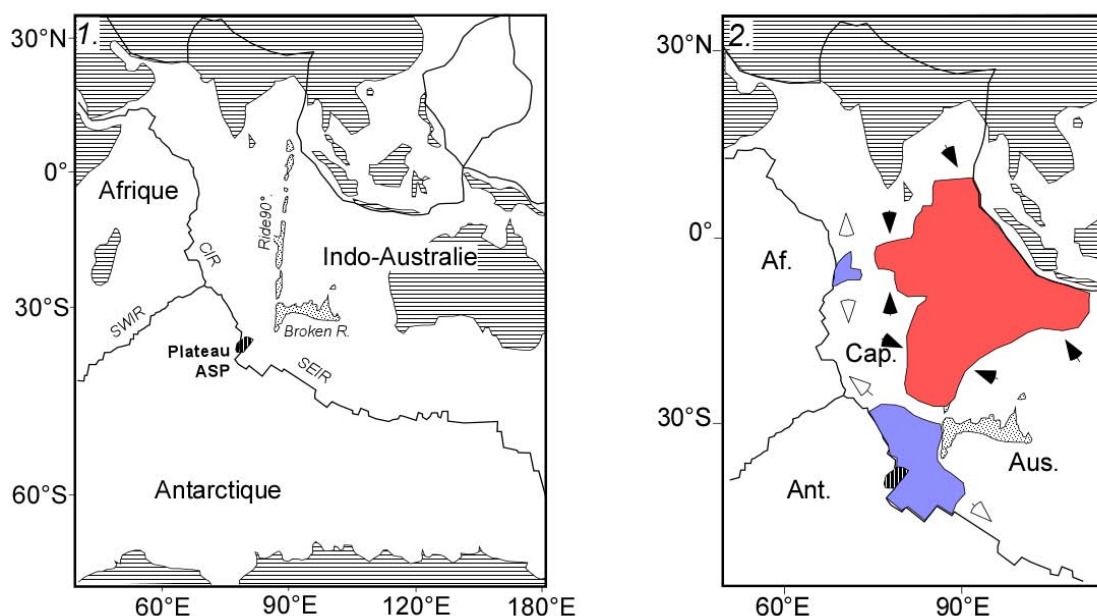


Figure 1-2 :

1. Carte géodynamique de l'Océan Indien en considérant les plaques majeures (Afrique, Antarctique et Indo-Australie)

2. Géométrie de la plaque Indo-Australienne d'après Royer&Gordon [1997] avec les limites diffuses de la plaque Capricorne. La zone de déformation compressive est représentée en rouge et les zones de déformations compressives sont représentées en bleu. La limite extensive la plus au Sud se situe à proximité du plateau ASP. Af : Afrique, Ant. : Antarctique, Aus. : Australie, Cap. : Capricorne.

Ces zones de déformation diffuse constituent un système complexe et ont été identifiées et localisées grâce à :

- (1) des données de sismicité [Minster&Jordan 1978 ; Stein&Gordon, 1984 ; Bergam *et al.*, 1984 ; Conder&Forsyth, 2001 ; Gordon *et al.* 2009],
- (2) des reconstructions cinématiques [Royer&Chang, 1991 ; Royer&Gordon 1997 ; Gordon *et al.*, 1998 ; Cande&Stock, 2004],
- (3) des données GPS [Royer&Gordon 1997 ; Delescluse&Chamot-Rooke, 2007]
- (4) des données issues de forages ODP et de sismique réflexion [Krishna *et al.*, 2001-2009].

Le point triple entre les plaques Australie, Capricorne et Inde correspond à une très large zone compressive au niveau de la Ride 90°E et limitée à l'Est par la zone de subduction de Sumatra. Il faut noter que la limite extensive diffuse entre la plaque Australie et la plaque du Capricorne se situe entre 30° et 40°S et 80° et 90°E, c'est-à-dire à proximité du plateau Amsterdam - St. Paul. Le mouvement de divergence entre ces deux plaques est de l'ordre de 1,2mm/an [Delescluse&Chamot-Rooke, 2007] avec un mouvement N-S de la plaque Capricorne depuis 8 Ma [Demets *et al.*, 2005].

Parallèlement à l'évolution des plaques et à leurs mouvements relatifs, l'océan Indien est le lieu d'un important volcanisme de type point chaud (La Réunion, Amsterdam-St. Paul, Heard-Macdonald, Marion,). Les produits de ce volcanisme, tout comme les MORB Indiens, montrent dans leurs compositions chimiques et isotopiques l'existence d'une influence différente des autres océans. Ceci sera détaillé dans le chapitre suivant.

II. LE CAS D'AMSTERDAM-ST. PAUL

L'étude du plateau Amsterdam St. Paul et de la chaîne des Poètes disparus (ou CDP pour Chain of the Dead Poets) présente un double intérêt :

- (1) Son mode de formation nous informe sur la dynamique des points chauds et des interactions points chauds-dorsales
- (2) Son lieu de formation le rend probablement sensible à la tectonique induite par le mouvement relatif des plaques Australienne et Capricorne

La mission PLURIEL a permis une cartographie complète du plateau ASP et de la CDP, supposée être la trace de l'activité du point chaud ASP avant son interaction avec la SEIR. Un échantillonnage

intensif du plateau et de la chaîne a été réalisé (dont les détails ont été présentés en introduction). La qualité et la quantité des échantillons ont permis d'effectuer une sélection aboutissant à l'analyse de dix-huit échantillons en géochronologie K-Ar dont les résultats sont présentés dans ce chapitre. Les analyses géochimiques réalisées sur les échantillons seront quant à elles présentées et discutées dans le chapitre 2. La troisième partie de ce chapitre correspond à un article sous presse au *Journal of Geophysical Research*, reprenant l'ensemble des conclusions auxquelles l'étude géochronologique a abouti.

Cet article est indissociable de deux articles présentant les résultats de l'étude du magnétisme [Courreges *et al.*, submitted] et la gravimétrie [Maia *et al.*, accepted] du plateau. En effet, ces études ont mis en évidence la complexité induite par l'interaction entre le point chaud et la dorsale, à savoir des sauts de dorsales et des variations dans la production magmatique. Les résumés de ces deux articles sont disponibles en annexe. Nous garderons ces informations à l'esprit lors de l'analyse de nos données. L'étude géophysique a notamment permis d'identifier les paléo-positions du point chaud et de la dorsale que nous allons comparer aux datations obtenues sur échantillons. L'article présenté ici contraint la chronologie des événements volcaniques. L'étude géochimique du plateau et de la CDP sera présentée dans le chapitre 2. Toutefois quelques éléments de géochimie et de géomorphologie seront utilisés ici pour préciser les relations temporelles quand la géochronologie s'est révélée insuffisante.

Les paragraphes suivants ont pour but de résumer les principaux résultats présentés et détaillés sous forme d'article dans la 3^e partie de ce chapitre.

1. LA CHAÎNE DES POÈTES DISPARUS

1.1. Géologie et Géomorphologie

La chaîne des Poètes Disparus est située entre le plateau ASP et Broken Ridge et s'étend de 80°30' à 87°E. Elle est constituée de dix volcans principaux à savoir du SW au NE : Apollinaire, Lamartine, Chateaubriand, Sand, Voltaire, La Bruyère, Boileau, La Fontaine, Ronsard et Du Bellay. Ces deux derniers n'ont pas été utilisés dans le cadre de cette étude à cause de l'absence d'une bathymétrie complète et d'échantillons de qualité suffisante. Morphologiquement, ces huit autres volcans peuvent être répartis en deux groupes : (1) ceux avec un sommet plat et une surface basale > 800 km² = Boileau et La Bruyère et (2) ceux avec un sommet pointu et une surface basale < 500 km² = Apollinaire, Lamartine, Chateaubriand, Sand, Voltaire et La Fontaine. Géochimiquement, ces différents édifices ne présentent pas de différences majeures et appartiennent au champ des

téphrite/basanite. Le nombre d'échantillons ne permet pas d'exclure une variation dans le taux de fusion partielle du manteau comme origine des variations de volumes entre les édifices mais il est probable qu'une période d'activité plus longue soit la cause du volume plus important de *Boileau* et *La Bruyère*. La production magmatique plus intense permet la construction d'un édifice plus grand, qui peut possiblement atteindre la surface de l'eau. Une émergence temporaire aboutirait à l'érosion de la partie superficielle de l'édifice, comme cela est suggéré par le sommet plat des volcans *Boileau* et *La Bruyère*. Un complément d'échantillonnage effectué en 2010 au cours la mission GESEIR2 a mis en évidence la présence d'échantillons d'origine phréato-magmatique au niveau du volcan *La Bruyère*, suggérant donc également une phase d'émergence. Malgré leurs différences, l'ensemble des volcans a pour trait commun une morphologie allongée selon une orientation N65°. Cette orientation clairement différente de l'axe d'accrétion de la SEIR indique un contrôle tectonique sur la mise en place des édifices.

1.2. Géochronologie K-Ar

La CDP est parallèle à la trace théorique laissée par le point chaud ASP sur la plaque Australienne [Luyendik *et al.*, 1977 ; Royer *et al.*, 1988]. En positionnant le point chaud actuel entre les îles Amsterdam et St. Paul, et connaissant le mouvement global des plaques, il a été calculé que la chaîne de seamounts devait avoir entre 7 et 14Ma. Quatre volcans ont pu être datés par K-Ar, *Boileau*, *La Fontaine*, *Apollinaire* et *Lamartine*, et il s'avère que seul *Boileau* (daté à 8,37Ma) a un âge qui est compatible avec une origine point chaud. Les autres volcans sont datés de moins de 2 Ma et ne peuvent donc pas appartenir à l'activité directe du point chaud avant son interaction avec la dorsale. Une étude magnétique sur l'ensemble des volcans a mis en évidence un biais dans la polarité des édifices par rapport à l'échelle géomagnétique. Cela suggère que la CDP ne s'est pas mise en place suivant un processus continu. Les différences de morphologies entre les volcans ont néanmoins permis de les classer en deux groupes que l'on associera à deux générations distinctes de formation : (1) vers 9 Ma avec la formation de *Boileau* et *La Bruyère* et (2) depuis 2 Ma avec la formation de *Apollinaire*, *Lamartine*, *Chateaubriand*, *Sand*, *Voltaire* et *La Fontaine*

1.3. Implications géodynamiques

Maia *et al.* [accepted] ont mis en évidence que le point chaud ASP a un flux relativement faible et s'exprime préférentiellement au travers d'une lithosphère affaiblie. De plus, l'activité du point chaud n'a pas été constante dans le temps et s'est produite à la faveur de deux pulses datés entre 10 et 6 Ma et depuis 3 Ma. Ces périodes correspondent aux générations de volcans de la CDP. En outre,

la localisation de la CDP à la limite sud de la plaque Capricorne (limite extensive) signifie qu'elle est construite sur une zone de faiblesse. Ces deux éléments nous amènent à penser que les pulses du point chaud ASP ont entraîné l'épanchement de matériel sous le plateau. Ce matériel a fondu et a produit des magmas mis en place en surface à la faveur de contraintes extensives, initiant ainsi la construction des deux générations de seamount dans la CDP. L'orientation N65° de la CDP (et des structures des volcans qui la compose) semble donc directement liée aux contraintes extensives des plaques Capricorne et Australie. On en déduit que l'écartement diffus de ces plaques se fait selon une direction globalement N155° depuis au moins 9 Ma.

2. LE PLATEAU D'AMSTERDAM – ST. PAUL

La construction du plateau ASP a été réalisée en deux phases magmatiques distinctes : (1) une première liée à l'influence du point chaud sur la dorsale qui a engendrée un excès de magmatisme à l'axe et la formation d'un plateau épaissi, et (2) une seconde, « hors-axe », qui a induit la construction de volcans sur le plateau préexistant. L'âge de formation du plancher du plateau (i.e. la première phase) est obtenu par la mesure des anomalies magnétiques alors que l'âge du volcanisme hors-axe est révélé par la géochronologie K-Ar sur échantillons. La comparaison des deux informations permet d'évaluer le mouvement relatif entre la SEIR et le point chaud. Le volcan *Boileau* (dont il a été montré qu'il correspond à l'activité du point chaud sur la plaque Indo-Australienne) est également associé à cette mesure. Connaissant le taux d'accrétion du segment de la SEIR traversant le plateau, on peut convertir l'âge de la croûte en kilomètres par rapport à l'axe. Il s'avère alors que de le rapprochement entre le point chaud et la dorsale est d'environ 1,85 cm/an.

Les datations du volcanisme « hors-axe » produit par le point chaud ont mis en évidence une forte corrélation entre l'âge et la distance à la position actuelle du point. La vitesse calculée pourrait correspondre au mouvement de la plaque Australienne vers le NE en considérant le point chaud comme fixe. Cependant, il s'avère que le taux d'accrétion de 6cm/an à l'axe de la SEIR est insuffisant pour expliquer la vitesse de 7,7 cm/an obtenue. De ce fait, le point chaud ASP présente probablement un mouvement propre de l'ordre de 1-2 cm/an vers le SW. Le mouvement du point chaud se produit à l'opposé du flux asthénosphérique SW-NE [Behn *et al.*, 2004] ce qui impliquerait un ancrage dans le manteau profond. De plus, ce mouvement de 1-2 cm/an vers le sud-ouest, combinée au mouvement de 6 cm/an vers de nord-est de la SEIR est incompatible avec le rapprochement relatif de 1,85 cm/an calculé ci-dessus. Cela confirme donc les sauts d'axe de la SEIR vers le sud-ouest mis en évidence par l'étude géophysique du plateau ASP.

III. ARTICLE SOUS PRESSE

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH

Hotspot activity and tectonic settings near Amsterdam-St Paul plateau (Indian Ocean)

Janin, M.^{1,2*}, Hémond, C.^{1,2}, Guillou, H.³, Maia, M.^{1,2}, Johnson, K. T. M.⁴, Bollinger, C.^{1,2}, Liorzou, C.^{1,2}, Mudholkar, A.⁵

(1) Université Européenne de Bretagne, 6 avenue Le Gorgeu, 29200 Brest, France.

(2) Université de Brest, CNRS Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Copernic, 29280 Plouzané, France.

(3) LSCE/IPSL, Laboratoire CEA-CNRS-UVSQ Domaine du CNRS bât 12, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif sur Yvette, France.

(4) School of Ocean and Earth Science and Technology, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii 96822, USA

(5) National Institute of Oceanography, Dona Paula, Goa, 403004, India.

* Corresponding author: my.janin@gmail.com

Keywords: ridge-hotspot interaction, K-Ar geochronology, SEIR, hotspot, Indian Ocean, Capricorn plate

Index terms: 1033 Intra-plate processes (3614, 8415), 1100 Geochronology, 3038 Oceanic plateaus and microcontinents, 8150 Plate boundary: general (3040), 9340 Indian Ocean.

ABSTRACT:

The Amsterdam-St. Paul (ASP) plateau is located in the central part of the Indian Ocean and results from the interaction between the ASP hotspot and the South-East Indian Ridge (SEIR). It is located near the diffuse boundary between the Capricorn and Australian plates [Royer&Gordon, 1997]. The seamount chain of the Dead Poets (CDP) is northeast of the ASP plateau and may represent older volcanism related to the ASP hotspot; this chain consists of two groups of seamounts: (1) large flat-topped seamounts formed 8-10 Ma, and (2) smaller conical seamounts formed during the last 2 Myr. The ASP hotspot has produced two pulses of magmatism [Maia *et al.*, this issue] that have been ponded under the ASP plateau and erupted along the divergent boundary between the Capricorn and Australian plates. The N65° orientation of the CDP, as well as the seamount's elongated shapes, support an opening motion between the Capricorn and Australian plates along a suture oriented in the N155° direction. This motion compared to the Antarctic plate amounts to an apparent velocity of 7.7 cm/yr northeastwards for the Capricorn-Australian block. This motion does not fit with a fixed plume model. We suggest therefore that the ASP plume experienced a motion of about 1-2 cm/yr to the SW, which is opposite to the asthenospheric flow in this region and suggests a deep-seated plume.

INTRODUCTION

Interaction between ridges and hotspots occur in all oceans and in various geodynamic contexts. When a ridge is located directly above a plume the excess heat results in enhanced melting and magma production [Schilling, 1973; Vogt, 1976]. One of the main consequences is the construction of large oceanic plateaus, such as the Icelandic and Azores plateaus [Schilling *et al.*, 1991; Gente *et al.*, 2003]. In the Indian Ocean, the South-East Indian ridge (SEIR) has interacted with two hotspots over the last 40 Myr, which resulted in the construction of two oceanic plateaus: (1) the northern Kerguelen plateau, which started to form about 40 My ago [Frey *et al.*, 2000] and (2) the Amsterdam-St Paul plateau, which has been active over the last 10 My [Maia *et al.*, 2008].

The construction of these oceanic plateaus has been complicated by the fact that the history of plate motion in the Indian Ocean is complex. Three main diverging plates induced the formation of three spreading ridges: the Central Indian Ridge (CIR hereafter) between the African and Indo-Australian plates, the Southwest Indian Ridge (SWIR) between the African and Antarctic plates, and the Southeast Indian Ridge (SEIR) between the Indo-Australian and Antarctic plates. However, the plate motion in the Indian Ocean is inconsistent with a rigid Indo-Australian plate model [Minster *et al.*, 1978, Stein *et al.*, 1984; DeMets *et al.*, 1988] and more likely is the result of the interaction between four distinct subplates (Indian, Capricorn, Australian and Macquarie) separated by diffuse boundaries [Minster&Jordan 1978; Wiens *et al.*, 1985; DeMets *et al.*, 1988; Royer&Gordon, 1997] (Fig 1). The Capricorn and Australian plates are divergent near the CIR and SEIR and their diffuse boundary seems to accommodate the resulting deformations. The actual boundary between the Capricorn and Australian plates intersects the SEIR near the St. Paul fracture zone (SPFZ) [Conder& Forsyth., 2001].

The Amsterdam-St Paul (ASP)/SEIR interaction system successively underwent the three possible geometries for the interaction of a ridge and a hotspot, that is to say the ridge approaches, overlies, and finally moves away from the plume. This makes it of special interest for the study of ridge-hotspot interactions. In addition, the proximity of Capricorn/Australian plate boundary may also have influenced the local volcanism and the construction of the plateau. This area was the target of the MD157/PLURIEL cruise (N/O Marion Dufresne, September/October 2006). This cruise was dedicated to map and sample the ASP plateau and the Chain of the "Dead Poets" (CDP) (fig. 2).

Preliminary geophysical results obtained during the cruise have been presented elsewhere [Maia *et al.* 2008] and a detailed analysis of the surface magnetism, the gravity and the bathymetry is presented in two companion papers [Courreges *et al.*, submitted; Maia *et al.*, this issue]. This work presents a geochronological reconstruction of the volcanic features related to ASP hotspot prior and during its interaction with the SEIR.

1. GEOLOGICAL SETTING

1.1. Context of the study

The ASP plateau is a complex structure and the result of several processes. It is limited by the Amsterdam fracture zone (AFZ) toward the northwest, the St Paul fracture zone (SPFZ) toward the southeast and is crosscut by the SEIR (fig. 2). This plateau is mostly submarine with only two subaerial features, the Amsterdam and St Paul islands. They are located 80km apart and are younger than 0.4 Ma [Watkins *et al.*, 1975]. Their isotope compositions clearly indicate that they derive from a mantle plume distinct from the Kerguelen hotspot [Doucet *et al.*, 2004]. Recently, the Boomerang expedition Leg 9, on the SEIR between 77 and 88°E (R/V Melville, 1996), discovered a small active seamount on the ASP plateau, near the SEIR Segment I (following the names of Royer&Schlich, 1988) [Johnson *et al.*, 2000]. This cruise collected dredge samples and published a complete geochemical study of SEIR Segments I and J that currently are crossing the ASP plateau [Nicolaysen *et al.*, 2007]. This work suggests a heterogeneous source at a rather small scale, but their limited geographical coverage does not allow a representative picture of the whole geodynamic evolution of the ASP plateau to be developed.

The ASP plume, presently located beneath Amsterdam and St Paul islands, was originally located beneath the Australian Plate. The interaction phase with the SEIR and the construction of the ASP plateau began about 10 Ma ago [Maia *et al.*, 2008]. Observed magnetic anomalies (see fig. 3) exhibit a multistage history with two ridge jumps of the SEIR at 6.3 and 3.3 Ma [Courreges *et al.* submitted]. Maia and co-workers evaluated the crustal structure of the plateau using the calculated positions of the plume in the past and the rheology of the lithosphere, leading them to conclude that plume flux varied during construction of the plateau. Changes of its relative position to the SEIR could also account for the morphology changes and hence related magma flux variations. In other words, there

were two periods of higher melt supply between 9.7 and 6.3 Ma and between 3.3 Ma and 0.9 Ma, separated by a lower magmatic production stage. The on-axis major magmatic stage, responsible for the construction of the plateau is represented by three samples in our sample suite: PLU DR 6-1-1, PLU DR 6-2-2 and PLU DR 34-1-1. The northeastern part of the plateau, located on the Australian plate, contains a short volcanic chain of seamounts, which show a variety of morphologies from small volcanoes (PLU DR 10-1-1, PLU DR 10-2-2) to large seamounts (PLU DR 39-1-1/Rimbaud). They are either built on to the plateau or on its edge and represent a later off-axis magmatic stage. The difference between on- and off-axis magmatism is thus highlighted by the structure morphology with (1) on-axis magmatism building a thicker oceanic crust and (2) off-axis magmatism occurring later and resulting into the construction of edifices on the oceanic bottom.

In this paper, we used K-Ar dating to constrain the ASP hotspot activity. We also used morphological features and some geochemical characteristics to further group events when geochronology data could not be used. It helped also to depict the influence of tectonic stresses during the construction of the ASP plateau and seamounts.

1.2. Structures and samples description

The modeled track of the ASP hotspot, which may represent the ASP plume activity prior its interaction with the SEIR, is parallel to the chain of seamounts located between 80°30'E and 87°E, between the ASP and the Broken Ridge plateaus [Luyendyk *et al.*, 1977; Royer *et al.*, 1988]. This work will focus on the part of the chain located between 80°30'E and 84°E (fig. 2). However, it is important to note that there is no evidence of an oceanic plateau at the beginning of the supposed ASP hotspot track, i.e., the initial plume activity does not reflect the impact of a plume head. From SW to NE, eight seamounts were identified: Apollinaire; Lamartine, Chateaubriand, Sand, Voltaire, La Bruyère, Boileau and La Fontaine. Together with the Ronsard and Du Bellay seamounts, located northward, they constitute the chain of the Dead Poets (CDP). The last two seamounts are not considered in this paper because of very incomplete bathymetric data and lack of fresh rock samples for geochemical analyses and age dating. Some morphological characteristics are summarized in table 1. The CDP is composed of two types of seamounts: those with steep summits and those with flat summits as seen in cross section (Fig. 4). Special attention has to be paid to Lamartine as its

cross-section suggests a flat summit, but the digital elevation model (DEM) reveals that this seamount is composed of two distinct sharp summits.

Boileau and La Bruyère seamounts are special since they are the only two with a basal area greater than 800km² while all the other seamounts are smaller than 500km². This means that their volume is about 2 to 4 times greater, which combined with their flat summit profiles could indicate that those seamounts were above sealevel for some time, forming a volcanic island and then getting eroded and submerged again.

The morphology of the seamounts appears to be elongated with a length/width ratio larger than 1.4 for all but La Fontaine seamount. Both the chain and the long axis of the seamounts show a N65° orientation. This orientation, different from the SEIR N50° spreading direction, suggests at least a partial tectonic control on the seamount construction.

All the samples collected during the PLURIEL cruise and used in this study are presented in the table 2. The CDP samples are highly alkaline, reaching the tephrite/basanite compositions (Fig. 5 TAS diagram [LeBas *et al.*, 1991]). In contrast, the plateau samples are mostly tholeiitic basalts except for the current SEIR samples, which are andesitic basalts. We report unpublished data from PLURIEL samples not used in this geochronological paper for comparison. Petrographically the CDP samples are richer in vesicles than the plateau samples but we have not noted any petrographic systematic variation with the location or the depth of the collected samples.

2. K-AR GEOCHRONOLOGY

2.1. Procedure

2.1.1. Selection and Preparation of the samples

Eighteen samples were selected for geochronological study based on their distance from the ridge axis and their degree of alteration. Glassy samples were avoided because of possible excess argon caused by rapid quenching which impedes loss of the non-initial atmospheric argon [Dalrymple *et al.*, 1968]. Major elements analyses were used to estimate the degree of alteration of the samples

and to establish the rock type of the samples (Table 3). The K_2O vs. Nb ratio is a good indicator of alteration, whereby alteration would cause increases in K_2O for any given Nb value (Fig. 6). The K_2O and Nb values measured on whole rocks samples are reported in table 3. The good correlation between K_2O and Nb ($R^2 = 0.983$), and the generally (moderately) low L.O.I. values, confirms that the samples have not undergone significant post magmatic alteration. The loss-on-ignition value (L.O.I.) of these samples range from 0.01 to 1.11 % with an extreme sample with 3.44%. Based on its L.O.I sample PLU DR14-1-1 could be considered altered but the L.O.I. measurement were performed on the whole rock whereas K-Ar experiments were conducted on the cleaned groundmass. As detailed below alteration phases were removed mechanically and chemically. Since alteration phases on this sample were clearly aggregated in a small area, we are very confident in the separation of a cleaned groundmass.

After macroscopic and microscopic inspections, groundmass aliquots from fresh samples were prepared following the procedure described in Guillou *et al.* [1998]. The excess $^{40}Ar^*$ component can be partially avoided when processing only the well-crystallized interiors of submarine basalt flows [Dalrymple *et al.*, 1968; Duncan *et al.*, 1994]. All our samples were taken as far as possible (at least 4 cm) from the glassy rims of the pillows. The groundmass is assumed to have formed shortly after eruption and should not contain any excess $^{40}Ar^*$. All the samples were crushed and sieved to 0.250-0.125 mm size fractions and ultrasonically washed in acetic acid (1N) for 45 minutes at a temperature of 60°C, to remove any secondary minerals phase that might be present in minute amounts. Phenocrysts and xenocrysts, which are potential carriers of extraneous $^{40}Ar^*$ (including excess and inherited components), were eliminated using magnetic, gravimetric and visual hand-picking separation.

2.2. Measurement

The unspiked K-Ar technique dynamically compares the isotopic composition of an aliquot of pure atmospheric Ar with the sample Ar composition to accurately determine minor variations of the $^{40}Ar/^{36}Ar$ isotopic ratio between the standard and the unknown. This method provides a precise correction for atmospheric Ar contamination and it avoids any discrimination effects of the mass spectrometric measurements [Cassignol&Gillot, 1982]. When compared to the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method, this

alternative method of conventional K-Ar dating has proven successful in dating very young typically subaerial rocks [Guillou *et al.*, 1998; Ackert *et al.*, 2003; Singer *et al.*, 2004; Guillou *et al.*, 2004].

The determination of K was carried out by atomic absorption with a relative precision of 1%. Argon was extracted by radio frequency heating of 0.4 to 1.8g of sample, then transferred to an ultra-high-vacuum glass line and purified with titanium sponge and Zr-Ar getters. The analyzed gases must be as pure as possible because active gases present in the mass spectrometer may react with the source filament and therefore change the ionization conditions. Helium, which can penetrate into the line when heating the titanium sponge, is eliminated via cryogenic pumping just before the introduction of the gases into the mass spectrometer. The atmospheric correction is monitored via two separate measurements of atmospheric Ar for each sample. A first atmospheric Ar aliquot (Air-1: reference dose) is measured at the same gas pressure as the sample, and serves as an isotopic reference for the determination of its radiogenic content under identical mass-discrimination conditions. The second (Air-2: calibration dose) consists in a manometrically-calibrated dose of atmospheric Ar (from a separate reservoir of known ^{40}Ar content). This is used to convert beam intensities into atomic abundances. As both reference aliquots (isotopic and manometric) are atmospheric in composition, they provide a cross check on the radiogenic composition of the sample. Periodic cross calibration of zero-age standards precisely constrains the mass-discrimination to within 0.05‰ on the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios [Scaillet&Guillou, 2004]

The manometric calibration of the Air-2 reference is based on repeated determinations of international dating standards of known K-Ar age using the same procedure for the samples to be analyzed as described in Charbit *et al.* [1998]. The total ^{40}Ar content of the sample is determined with a precision of about $\pm 0.2\%$ (2σ). Standards used include LP-6 (127.8 ± 0.7 Ma, (Odin *et al.*, 1982) and HD-B1 (24.21 ± 0.32 Ma, Fuhrmann *et al.*, 1987, Hess *et al.*, 1994, Hautmann *et al.*, 2000). At the 95% confidence level, the values adopted here are consistent with those obtained for several $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standards through the intercalibration against biotite GA-1550 by Renne *et al.* [1998] and Spell&McDougall [2003].

In principle, the most critical uncertainty in the K-Ar method is that it is not possible to verify the

isotopic composition of the initial argon in the sample. That is, we cannot check the assumption that, at its time of formation, its $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio was the modern atmospheric value (295.5). As a result, the analytical errors given in Table 3 may in principle be less than the real error.

2.3. Results

Age determinations of the PLURIEL samples are reported in Table 3 and on figure 2. Analysis of each sample involved two determinations each of potassium and argon. The potassium concentrations were combined to yield a mean value and its uncertainty. Separate age determinations were made using each of the argon measurements. The resulting ages and their uncertainties were then combined to yield an overall weighted mean estimate of the age of each sample and its uncertainty. Good analytical reproducibility of $^{40}\text{Ar}^*$ determination (see column 5, Table 3) is observed for all samples including the very young samples.

K-Ar ages are easily offset by alteration in particular, either leaching out K or adding it via recrystallisation to secondary (clay) minerals in the submarine basalts. The same processes may also cause a loss in $^{40}\text{Ar}^*$ resulting in higher apparent ages. Consequently, each result has to be confronted with geological constraints or by carrying out repeated analyses from the same rock, or even better yet by dredge samples collected from the same seamounts. All dated samples but one (PLU DR24-1-1) have Ar unspiked ages younger than the underlying crust which means they are geologically meaningful. This sample is dated at 5.56 +/- 0.14 Ma and according to the magnetic anomalies, it was formed on a 2 Ma old crust. Its K-Ar age is considered geologically meaningless and thus is discarded. As the sample material looked rather clean (L.O.I. of 0.29), the most likely explanation for this overestimated age is an excess of radiogenic $^{40}\text{Ar}^*$ in lava which was not totally degassed prior or during eruption. It is also possible to obtain a “too young” age. For unaltered samples with a low L.O.I, underestimation of K-Ar ages may come from bias in the experimental procedure. To limit this problem, each sample is analyzed twice, for K and Ar, on two completely separated procedures.

No radiogenic $^{40}\text{Ar}^*$ was detected in 4 samples (PLU DR 22-4-1, PLU DR 6-1-1, PLU DR 4-1-5, PLU DR 1-2-4) from the south central zone. These samples presumably are very young and define

an area between the segment I2 of the SEIR and St Pierre seamount. According to their K concentration, those samples should be younger than 0.1 Ma. Amsterdam and St Paul Island as well as Boomerang seamount are located close to this area. Based on paleomagnetic investigations (Watkins [1973 and 1975]) the building of these islands is considered to be contemporaneous with the Bruhnes period (< 780,000 years). St Paul Island activity has been dated between 20,000 and 40,000 years BP (Spiked K-Ar technique [Watkins *et al.*, 1975]) as well as Amsterdam island late activity (Ar/Ar technique, [Carvallo *et al.*, 2003]). Boomerang seamount activity is considered to be historical (eruption in 1995 - ^{210}Po - ^{206}Pb [Johnson *et al.*, 2000]).

3. Discussion

3.1. *Origin of the chain of the Dead Poets*

The CDP was regarded as the track of the ASP hotspot on the Australian plate [Luyendik *et al.*, 1977] but our new isotopic ages do not confirm this assumption. Maia and co-workers [this issue] calculated with plate kinematic parameters the range of past positions of the ASP hotspot (Fig. 3). The hotspot past positions were computed considering a present location centered between Amsterdam and St. Paul islands. The relative movement between the hotspots and the Pacific are from Gripp&Gordon [2002] and between the Pacific and Antarctic-Australia from Cande&Stock [2004]. They assume that the past positions are probably well constrained between 6Ma and present. At 6 and 8 Ma the hotspot location is not as precisely constrained as <6 Ma, but a simple hotspot track model predicts that the CDP formed from 14 to 7 Ma.. La Fontaine (PLU DR 15), Lamartine (PLU DR 19) and Apollinaire (PLU DR 30) seamounts have K-Ar ages between 2.08 +/- 0.04 Ma (PLU DR 15) and 63 +/- 9 ka (PLU DR 30). These ages are much younger than the kinematically modeled ages, so either the K-Ar ages are underestimated or the seamounts are not related to the ASP hotspot activity. As mentioned before, underestimated K-Ar ages cannot be totally excluded due to technical limitations. It seems however very unlikely to systematically underestimate all ages for all the seamounts. We can also exclude systematic datings of late-stage activity occurring several My after the main construction of the edifices. Indeed, Vergara Lopes [2009] performed a magnetic modeling on the seamounts of the CDP using the method of Maia *et al.* [2005]. The magnetic modeling of the young seamounts reveals that they do not exhibit mixed polarities while the geomagnetic polarity timescale for the last 10 My

showed various inversion between normal and reverse polarity [Cande&Kent, 1995]. This suggesting that the main stage of construction of the young seamounts occurs within less than 1 My and then that they are formed from a process younger than the ASP hotspot intraplate activity.

Only one seamount, Boileau (PLU DR 14), dated at 8.37 +/- 0.18 Ma, fits with the theoretical reconstruction and thus may correspond to the ASP plume activity on the Australian plate. The different phases of activity are summarized on the fig. 8. Its magnetic modeling reveals that Boileau seamount bears a normal magnetization, which is inconsistent with the 8.37 Ma age from our study that must have formed during reversed chron C4r.2r [Cande&Kent, 1995]. However, radiometric dating of seamounts is carried out on dredge samples, which are generally biased to a late phase of magmatism. The age of 8.37 Ma obtained for Boileau seamount suggest that the main volcanic phase of its construction occurred during the C4A normal chron, between 8.7 and 9.0Ma [Cande&Kent, 1995].

Boileau seamount age of 8.37Ma is compatible with the kinematic reconstruction of the ASP hotspot [Maia *et al.*, this issue] and therefore with an origin directly linked to the hotspot. La Bruyère seamount, large and flat, may be as old as Boileau seamount and related to the ASP hotspot intraplate activity as well. This statement supports the assumption of a possible emerged stage for both of them since they are old enough to have grown above sealevel and being eroded subsequently. Conversely, a different origin has to be found for the younger seamounts, which formed when the hotspot already had moved much closer to the current the SEIR. Consequently the CDP as a whole does not correspond to a single hotspot track as describe by Morgan [1972].

The CDP therefore results from at least two magmatic events leading to two generations of seamounts. The cause of that magmatic event can be either lithospheric, as consequence of a tectonic event, or deeper, as consequence of a pulse of the hotspot. The CDP exhibits a N65° orientation as well as the CDP seamounts. This elongated shape suggests a tectonic control on the seamounts construction. Boileau and La Bruyère seamounts distinguish from the others because of a larger size and a flat summit. Their larger size may be related to a higher degree of partial melting of the mantle, whereas the other seamounts would have erupted a smaller amount of melts. All the CDP

samples are within or close to the tephrite field, regardless of age, which is not consistent with variations in the degree of partial melting through time. However, we cannot totally exclude such variations but it is likely that a longer period of activity and seamount construction should have generated the larger size of Boileau and La Bruyère seamounts.

We note that Apollinaire, Lamartine and La Fontaine seamounts are much younger (0.063 – 2.08 Ma) than Boileau seamount. Consequently, we assume that the small sharper seamounts Chateaubriand, Sand, and, Voltaire, sharing similar morphological characteristics may belong to this younger group.

All the seamounts have a N65° orientation, which means that despite their different sizes they share some morphological characteristics. This is suggesting that a common tectonic event occurred at about 8 Ma (with Boileau construction) and lasted since 2 Ma (with the young seamounts construction). The magnetic modeling of the seamounts [Vergara Lopes, 2009] revealed that five seamounts exhibit a normal polarity and two are mixes of normal and reverse polarities. The mixed polarity of the geomagnetic polarity timescale for the last 10 My showed various inversion and a 1:1 repartition between normal and reverse polarity. This disagrees with the bias toward normal polarities recording the CDP seamounts suggesting that the construction of the CDP was not a continuous process. The two generations would then correspond to two “events” and not to a bias of sampling. Maia *et al.* [this issue] showed that ASP plume activity has not been regular but with pulses of higher magmatic activity and separated by a more or less quiet period. These two pulses have been recorded in the morphology of the ASP plateau and took place from 10 to 6 Ma ago and for the last 3 Ma. It is likely that the higher flux of material from the ASP plume extended laterally and ponded some material during the early stage of the plateau formation, leading to the construction of Boileau seamount. When a ridge and a plume come together most of the magmatism is driven toward the ridge melting zone but some of it can also be driven to the surface along stressed areas in the lithosphere. This area being in extension, a plume pulse can induce the construction of volcanoes away from the plateau, where the lithosphere is thinner and fragile. This process is related to the plume pulse and so it is expected to have occurred during the two periods of high magmatic production. This implies that the construction of the young seamounts should have occurred since 3 Ma, even if we collected no samples older than

2.08 +/- 0.04 Ma. The hotspot pulses induced the construction of the two generations of seamounts with a partial tectonic control so the maximum extension between Capricorn and Australian plates should be orthogonal to the associated volcanoes. Therefore, the N65° orientation of the chain and the seamounts constrains the maximum divergence as N155°. As there is no difference in the orientation of old and young seamounts, there seems to be no significant variation of direction of divergence between the Capricorn and Australian plates for the last 8 Ma.

La Fontaine seamount is the only seamount that does not show an elongation. It is segmented from the other seamounts by the SPFZ, which offsets magnetic lineation about 10 My. Consequently, La Fontaine seamount is located on lithosphere 10 My older than that which underlies Lamartine, Apollinaire, and other seamounts. A 10 My older lithosphere is thicker and more robust and so may be less susceptible to deformations.

In summary, the timing and morphology of the seamounts is controlled both by the ASP plume activity and the regional lithospheric stresses induced by the plate motions. In addition, the plume pulses could act mechanically on the lithosphere to increase deformation and cause volcanic activity on the surface. This could especially be realistic for the 10-6Ma ASP hotspot pulse since the plume was closest to a deformed area. In fact, the source of the magmatism (ASP plume) was 400 km closer to the deformations field when Boileau and La Bruyère seamounts formed compared to the phase in which the younger seamounts were formed. Consequently, the amount of ponded plume material reaching the chain location would be higher for similar pulse intensity and would thus result in the construction of larger edifices.

The lithosphere was much older and thicker during the construction of the young seamounts than for the old ones (12 My old lithosphere against 7 My). This would have forced a deeper mantle melting which is consistent with the lower partial melting observed for the young seamounts. In conclusion, we assume that the old seamounts are larger because they formed closer to the hotspot through a greater degree of partial melting of the mantle over a lithosphere that was more stressed and thus allowed for an easier pathway of the seamount magmas.

3.2. *The ASP plateau as a product of the ASP plume-SEIR interaction*

From the previous discussion we understand that magmatic activity has changed during the construction of ASP plateau as follows: (1) the first on-axis phase occurred when the SEIR and hotspot melting regions were connected resulting in the formation of the axial plateau, and (2) a second off-axis phase produced small volcanoes on the Australian plate in the northern part of ASP plateau. On- and off- axis samples are primarily tholeiitic basalt, as well as Amsterdam and St Paul Islands, which contrasts with the alkaline lavas recovered from the CDP (fig. 5). On- and off- axis samples thus derive from common (or similar) sources and processes. Our radiogenic ages compared with the calculated position of the hotspot in the past [see in Maia *et al.*, this issue] and to the evolution of the SEIR axis position [Courreges *et al.*] allow us to describe the evolution of the geodynamical surrounding when on- and off-axis magmatic activity occurred.

PLU DR 8-1-1, PLU DR 10-1-1, PLU DR 10-2-2, PLU DR 28-1-1 and PLU DR39-1-1 are dated samples representing the off-axis activity of the plateau. We plotted the K-Ar ages of the off-axis volcanism samples (onto and outside the plateau) (y, in My) versus the current position of the ASP plume (between Amsterdam and St Paul islands, ([Royer *et al.* 1988] / x, in km) (Fig. 7a). With the exception of Rimbaud seamount (PLU DR 39), located on Amsterdam fracture zone, all the ages of the plateau systematically increase with the distance from Amsterdam and St Paul islands. Rimbaud seamount is located on Amsterdam FZ and is clearly bigger than the others seamounts located on the same FZ. Its construction occurred on a weak area, during a plume pulse period so it is likely that its construction have been influenced by tectonic settings contrary to the other off-axis volcanoes located between fractures zones. Consequently, we excluded it from the discussion hereafter

We applied a level-headedness to the ages according to their distance from the plume to avoid bias toward the current hotspot activity. A linear correlation is observed, which equation is $y = 0.0107 x$ for a correlation factor $R^2 = 0.963$. This linearity corresponds to the motion of the Capricorn and Australian plates considering they are moving together toward the NE. The calculated motion of the Capricorn-Australian block is of 9.3 cm/yr to the NE in a fixed plume model [Morgan 1972]. The SEIR is a ridge of intermediate spreading rate [Sempéré&Cochran, 1997; Conder *et al.* 2000], which on the I2 segment has an average of 5.94 cm/yr for the last 10 My [Courreges *et al.*, submitted]. With a fixed

Antarctic plate, this spreading rate concurs totally to the SEIR and the Capricorn-Australian block motions. Consequently, the apparent 9.3 cm/yr motion of the Capricorn-Australian block calculated with respect to a fixed ASP plume is too rapid to be due only to the spreading of the SEIR axis with a half-spreading rate of 2.97 cm/yr. Indeed, a motion of the Capricorn-Australian block only due to the SEIR spreading would be less than 6cm/yr. This velocity corresponds to a slope of $1/60 = 0.017$; no edifices lie on this line (Fig. 7a). One explanation for this discrepancy could be that the ASP plume is not fixed. In that case, the absolute motion of the plume would be of about 3-4 cm/yr to the SW. However, this velocity is inconsistent with other hotspot motions like Hawaiian hotspot, which has been moving with a velocity of 1 cm/yr for the last 10 My [Kono, 1980; Tarduno *et al.*, 2003; Duncan *et al.*, 2006] as well as Indian Ocean hotspots [O'Neill *et al.*, 2003]. This overestimation results from the discrepancy between samples from off-axis edifices built on a fixed Antarctic plate and on a moving Capricorn-Australian. The deflection of the plume induced by the plate motions is thus different between the two sets of samples. If we remove all the ages of Antarctic plate edifices, the correlation becomes $y = 0.0129 x - 1.249$ for a correlation factor $R^2 = 0.988$ (fig. 7b). The non-zero intercept translates the deflection of the plume toward the NE in response to the overlying plate movement, when compared to a centered-plume activity. The off-axis edifices of the Capricorn-Australian plate are thus shifted of about 100 km ($x = 96$ km for $y = 0$) when compared to the position of ASP plume at the time of the eruption. Considering the currently accepted plume “diameters” (150 km – Ito *et al.*, 1997; Wolfe *et al.*, 1997], and considering that ASP is probably a small hotspot of with a diameter of about 80 km [Maia *et al.*, this issue], this shift is perfectly understandable and does not affect the slope of the observed correlation between K-Ar ages of the off-axis volcanism samples and the current position of the ASP plume. This correlation thus provides a 7.7 cm/yr motion of the Capricorn-Australian block, which is also too rapid to be due only to the spreading of the SEIR. This correlation thus provides 1-2 cm/yr motion to the SW of ASP plume, which is consistent with other hotspots motions. Therefore, we assume that the ASP plume motion is about 1-2 cm/yr to the SW

O'Neill *et al.* [2003] calculated the motion of the Indian hotspots employing a plate motion revised and a tomography model to calculate mantle flow through time. They provided modeled motions consistent with the paleolatitudes estimates for the Kerguelen and Réunion hotspot. They also calculated ASP hotspot of the last 120Ma but could not constraint it with measured paleolatitudes.

Their modeling suggests a motion to north between 120 and 60 Ma and to south at since 60 Ma, with an average velocity of 0.28cm/yr. Nevertheless, the discrepancy with our conclusions does not exclude any model since their calculations concern a motion though 120 My and ours for that last 10 My. The changing motion at about 60 Ma precludes a constant velocity though time. The average velocity given by O'Neill *et al.* [2003] is thus compatible with our data.

A plot of K-Ar ages vs. age of the underlying crust (fig. 7b) provides an estimate of the motion of the SEIR relative to the hotspot. In order to calculate a more precise motion vector, we added a sample from Boileau since it is also related to the off-axis activity of the ASP hotspot. We observe a linear correlation, which equation is $y = 0.648x - 0.717$ for a correlation factor $R^2 = 0.976$, with y corresponding to the age of the off-axis volcanoes (in Ma) and x the age of the underlying crust (in Ma). The age of the underlying crust is directly related to the distance from the ridge. Courreges and co-workers suggested that the average half-spreading rate of segment I2 is 2.97 cm/yr during the period of the plateau construction. Using this information, we can convert the age of the underlying crust into the distance from the SEIR at the time of the off-axis volcano construction and plot the off-axis volcanoes (y , in Ma) versus their distance to the SEIR (x , in km). The correlation observed then becomes $y = 0.054x - 1.298$ with a correlation factor $R^2 = 0.823$. The inverse of the slope, $1/0.054 = 18.5$ corresponds to the relative motion between the SEIR and ASP plume in km/Ma. In other words, the SEIR and the ASP seem to have converged with a velocity of 1.85 cm/yr. This relative motion is the vectorial sum of the absolute motions of the SEIR itself, the ASP plume and the Indo-Australian plate. All those motions have been reported on the fig. 8 cartoon. Considering the Antarctic plate as fixed, the SEIR moving from SW to NE at 6 cm/yr and the ASP plume moving from NE to SW at 1-2 cm/yr, the relative convergence of 1.85 cm/yr between the SEIR and the plume is too small to be realistic. This means that the motion of the SEIR has not been continuous to the NE during this period. Those results confirm then the SEIR jumps to the SW evidenced by Maia *et al.* [this issue].

Behn *et al.* [2004] suggested that a strong asthenospheric flow is moving away from Africa (superswell). In this case, the ridge and the plume would be moving to the East and the apparent motion of the Capricorn-Australian plate vs. the hotspot would be lower than the SEIR half-spreading rate creating the I2 plate segment. Conversely, Steinberger [2000] calculated the deformation of

plumes deep-seated conduit in order to estimate the surface hotspots tracks. He evidenced that plume conduits were tilted toward large upwellings because of the lower mantle flow. In this case, the hotspot surface motion often represents the horizontal component of the mid-mantle flow, generally opposite to the plate motion. The ASP plume, however, is moving toward the SW. This means that ASP plume has been moving toward the ridge, toward the large African superswell and thus against the asthenospheric flow. This movement thus requires a deep-seated conduit, which suggests that ASP plume origin is located in the lower mantle.

Zhao [2007] provides tomographic images under sixty major hotspot, including ASP. They evidence continuous low velocity anomalies in both upper and lower mantle visible under ASP plateau, suggesting that ASP hotspot could be originating from the core-mantle boundary. This is in agreement with the deep-seated conduit evidenced here. In addition, the tilted images of the so-called ASP plume toward Africa consolidate Steinberger's conclusions and thus ours.

CONCLUSION

This study showed that the ASP hotspot activity and interaction with the SEIR is complex. The geochronological constraints of the various phases of activity allow an evaluation of the relative and absolute motion of the plates and the plume involved in the system.

First, the chain of seamounts considered as the ASP plume intraplate activity is made of two generations of seamounts, related to both ASP plume activity and regional tectonic settings: (1) large edifices were formed between 10 and 8 Ma, which possibly reached the surface as evidenced by their flat summit, and (2) smaller edifices were constructed over the past 2-3 My. The ASP plume is a small plume, which expresses onto a weak lithosphere and in a non regular way through time. The construction of the CDP is then due to the conjunction of the plume pulse and of stresses at the Capricorn-Australian diffuse boundary, leading melts toward the surface. The elongated shape of the seamounts of the CDP indicates that the maximum deformation between Australian and Capricorn plates occurred along a N155° direction for the last 10 Ma. The conjunction of plume pulse on a weak lithosphere also induced the construction of volcanic edifices (like Rimbaud seamount) on the ASP plateau.

Secondly, the apparent velocity of the Capricorn-Australian block northeastwards does not fit with a fixed-plume model Morgan [1972]. We assume that the ASP plume motion is about 1-2 cm/yr to the SW. This motion in the opposite direction of the asthenospheric flow requires deep-seated anchorage of the conduit and so a deep origin for ASP plume.

Finally, the relative convergence calculated between the SEIR and the plume is inconsistent with a continuous movement of the SEIR toward NE for the last 10 My, confirming then the SEIR jumps to the SW evidenced by Maia *et al.* [this issue] during this period..

ACKNOWLEDGMENTS:

We thank Captain Duchesne, the crew of the “Marion Dufresne II” and the PLURIEL scientific party for their help with the acquisition and treatment of the data. This manuscript benefited from constructive comments from A. Hofmann and J. Dymant. We are also indebted to F. Frey and A. Koppers who helped improve the manuscript.

The PLURIEL cruise was funded by the “Centre National de la Recherche Scientifique – Institut Nationale des Sciences de l'Univers” through the program SEDIT, by IPEV and by the program EXTRAPLAC.

REFERENCES:

- Ackert, R.P., Singer, B., Guillou, H., Kaplan M.R., Kurz, M.D., (2003). Cosmogenic ^3He production rates from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dated Patagonian lava flows at 47ES. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 119-136.
- Behn, M. D., Conrad, C. P., Silver, P. G., (2004). Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 259-274.
- Cande, S. C., Kent, D. V., (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093-6095.

- Cande, S. C., Stock, J., (2004) Cenozoic reconstructions of the Australia-New Zealand-South Pacific sector of Antarctica. In N. Exon, J. K. Kenett and M. Malone Editors, The Cenozoic southern ocean: tectonics, sedimentation and climate change between Australia and Antarctica, American Geophysical Union, p. 344.
- Carvallo, C., Camps, P., Ruffet, G., Henry, B., Poidras, T., (2003). Mono Lake or Laschamp geomagnetic event recorded from lava flows in Amsterdam Island (southeastern Indian Ocean). *Geophys. J. Int.* 154, 767-782.
- Cassignol, C., Gillot, P.Y., (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. In: Odin, G.S. (Ed), *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, 1, 159-179.
- Charbit, S., Guillou, H., Turpin, L., (1998). Cross calibration of K-Ar standard minerals using unspiked Ar measurement technique. *Chem Geol.* 150, 147-159.
- Conder, J. A., Forsyth, D. W. (2001) Seafloor spreading on the Southeast Indian Ridge over the last one million years: a test of the Capricorn plate hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 91-105.
- Courreges, E., Maia, M., Patriat, M., Pessanha, I., Roest, W., Royer, J.-Y., (2010). Evolution of ridge segmentation on the St-Paul&Amsterdam Plateau from 10 Ma, in the context of ridge-hotspot interaction. Submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., (1968). Potassium-Argon dating. Principles Techniques and Applications to Geochronology. *W.H. Freeman and company, San Francisco*. (251 pp).
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., (1988). Intraplate deformation and closure of the Australia-Antarctica-Africa plate circuit. *J. Geophys. Res.* 93, 11877-11897.
- Demets, C., Gordon, R. G. and Vogt, P. (1994). Location of the Africa-Australia-India Triple Junction and Motion Between the Australian and Indian Plates: Results From an Aeromagnetic Investigation of the Central Indian and Carlsberg Ridges. *Geophys. J. Int.*, 119: 893–930. doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb04025.x
- Doucet, S., Weis, D., Scoates, J.S., Debaille, V., Giret, A., (2004). Geochemical and Hf-Pb-Sr-Nd isotopic constraints on the origin of the Amsterdam-St. Paul (Indian Ocean) hotspot basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 208, 179-195.

- Duncan, R.A., Hogan, L.G., (1994). Radiometric dating of young MORB using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating method. *Geophys. Res. Lett.* 21(18), 1927-1930.
- Duncan, R. A., Tarduno, J. A., Scholl, D. W., (2006). Leg 197 Synthesis: Southward motion and geochemical variability of the Hawaiian Hotspot. *In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results.* R. A. Duncan, J. A. Tarduno, T. A. Davies and D. W. Scholl.
- Frey, F. A., Weis, D., Yang, H.-J., Nicolaysen, K., Leyrit, H., Giret, A., (2000). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen plume. *Chem. Geol.* 164, 61-80.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H., Hess, C.J., (1987). HD-B1 biotite reference material for K-Ar chronometry. *Chem. Geol.* 66, 41-51.
- Gente, P., J. Dymant, M. Maia, and J. Goslin (2003), Interaction between the Mid-Atlantic Ridge and the Azores hot spot during the last 85 Myr: Emplacement and rifting of the hot spot-derived plateaus, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(10), 8514, doi:10.1029/2003GC000527
- Gripp, A. E., Gordon, R. G., (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1109-1112.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Day, S., (1998). Dating the upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar technique. *J. Volcan. Geoth. Res.* 86, 137-149.
- Guillou, H., Singer, B., Laj, C., Kissel, C., Scaillet, S., Jicha, B.R., (2004). On the age of the Laschamp geomagnetic event. *Earth Planet. Sci. Lett.* 227, 331-343.
- Hautmann, H.J., Lippolt, H., (2000). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of central European K-Mn oxides, a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. *Chem. Geol.* 170, 37-80.
- Hess, C.J., Lippolt, H., (1994). Compilation of K-Ar measurements on HD-B1 standard biotite. *In* Odin, G.S. (Ed), *Phanerozoic Time Scale Bull. Liais. Inform. I.U.G.S, Subcom. Geochronol.*, pp 19-23.
- Ito, G., Lin, J. and Gable, C. W., (1997). Interaction of mantle plumes and migrating mid-ocean ridges: Implications for the Galapagos plume-ridge system. *J. Geophys. Res.*, 102, 15403-15417
- Johnson, K.T.M., Graham, D.W., Rubin, K.H., Nicolaysen, K., Scheirer, D.S., Forsyth, D.W., Baker, E.T., Douglas-Priebe, L.M., (2000). Boomerang Seamount: the active expression of the Amsterdam-St. Paul hotspot, Southeast Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 245-259.

- Kono, M., (1980). Paleomagnetism of DSDP Leg 55 basalts and implications for the tectonics of the Pacific Plate. *Init. Rep. Deep Sea Drill Proj.* 55, 737-752.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Woolley, A. R., (1991). The construction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology* 46(1), 1-22.
- Luyendik, B.P., Rennick, W., (1977). Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1347-1356.
- Maia, M., Dymment, J., Jouannetaud, D., (2005). Constraints on age and construction process of the Foundation chain submarine volcanoes from magnetic modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235,283-299.
- Maia, M., Courreges, E., Pessanha, I., Hemond, C., Janin, M., Bassoullet, C., Brachet, C., Chavrit, D., Gente, P., Humler, E., Johnson, K., Loubrieu, B., Martin, C., Mudholkar, A., Oldra, J., Patriat, M., Raquin, A., Richard, M., Royer, J., Vatteville, J., (2008). Evolution of the Saint Paul Amsterdam Plateau in the Last 10 m.y. *Eos Trans. AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract T54B-06.
- Maia, M., Pessanha, I., Courreges, E., Patriat, M., Gente, P., Hemond, C., Janin, M., Johnson, K., Roest, W., Royer, J.-Y., Vatteville, J., (2010). Building of the Amsterdam-Saint Paul plateau: a 10 Myr history of a ridge-hotspot interaction and variations in the strength of the hotspot source .In revision for *Journal of Geophysical Research*. Doi: 10.1029/2010JB007768
- Minster, J., and T. Jordan (1978), Present-day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83(B11), 5331-5354.
- Morgan, W.J., (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 56, 203-213.
- Nicolaysen, K. P., Frey, F. A., Mahoney, J. J., Johnson, K. T. M., Graham, D.W., (2007). Influence of the Amsterdam/St. Paul hot spot along the Southeast Indian Ridge between 77° and 88°E: Correlations of Sr, Nd, Pb and He isotopic Variations with ridge segmentation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q09007, doi:10.1029/2006GC001540.
- Odin, G.S., (1982). Interlaboratory standards for dating purposes. *In: Odin, G.S. (Ed), numerical dating in stratigraphy. Wiley, Chichester*, pp. 123-150.
- O'Neill, C., Müller, D., Steinberger, B., (2003). Geodynamic implications of moving Indian Ocean hotspots. *Earth Planet. Sci. Lett.* 215,151-168.

- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owen, T.L., DePaolo, D.J., (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* 145, 117-152
- Royer, J.Y., Schlich, R., (1988). Southeast Indian Ridge between the Rodriguez Triple Junction and the Amsterdam and St. Paul Islands: detailed kinematics for the past 20 m.y., *J. Geophys. Res.* 93 (B11) 13524-13550.
- Royer, J. Y., Gordon, R. G., (1997). The motion and boundary between the Capricorn and the Australian plates. *Science.* 277, 1268-1274.
- Scaillet, S., Guillou, H., (2004). A critical evaluation of young (near-zero) K-Ar ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 220, 265-275.
- Schilling, J.-G., (1973). Iceland Mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge. *Nature*, 314, 62-67
- Schilling, J-G., (1991). Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges, *Nature*, 352, 397-403.
- Sempéré, J. C., Cochran, J. R. (1997). The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E : Variations in crustal accretion at constant spreading rate. *J. Geophys. Res.* 102(B7), 15,489-15,505.
- Singer, B.S., Ackert, R.P., Guillou, H., (2004). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar geochronology of Pleistocene glaciations in Patagonia, *Geol. Soc. Am. Bull.* 116, 434-450.
- Spell T.L., McDougall, I., (2003). Characterization and calibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem Geol.* 198, 189-211.
- Steiger, R.H., Jäger, E., (1977). Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-352.
- Stein, S., Gordon, R. G., (1984). Statistical tests of additional plate boundaries from plate motion inversions. *Earth Plan. Sci. Lett.* 69. 401-412.
- Steinberger, B., (2000). Plumes in a convecting mantle: models and observations from individual hotspots. *J. Geophys. Res.* 105(B5), 11, 127-11,152.
- Tarduno, J. A., Duncan, R. A., Scholl, D. W., Cottrell, R. D., Steinberger, B., Thodarson, T., Kerr, B. C., Neal, C. R., Frey, F. A., Torii, M., Carvallo, C., (2003). The Emperor Seamounts: Southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science* 301, 1064-1069.

- Vergara Lopes, P., (2009). Modelagem magnetic dos vulcoes do alinhamento dos Poetas Desaparecidos. Relatorio de estagio de Iniciacao Cientifica, Universidade Federal Fluminense e IUEM.
- Vogt, P.R., (1976). Plumes, subaxial pipe flow and topography along the mid-oceanic ridge. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 29, 309-325
- Watkins, N. D., Nougier, J., (1973). Excursions and secular variation of the Bruhnes epoch geomagnetic field in the Indian Ocean region. *J. Geophys. Res.* 78, 6006.
- Watkins, N.D., McDougall, I., Nougier, J. (1975). Paleomagnetism and potassium-argon age of St. Paul Island, southeastern Indian Ocean: contrasts in geomagnetic secular variation during the Brunhes Epoch, *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 377-384.
- Wiens, D. A., DeMets, C., Gordon, R. G., Stein, S., Argus, D., Engeln, J. F., Lundgren, P., Quible, D., Stein, C., Weinstein, S., Woods, D. F., (1985). A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics. *Geophys. Res. Lett.* 12, 429-432.
- Wolfe, J. A., Rowe, M. C., Teasdale, R., Gardner, J. N., Ramos, F. C., Heikoop, C. E. (2005). Petrogenesis of pre-caldera mafic lavas, Jemez mountains volcanic field (New mexico, USA). *J. Petrol.* 46, 407-439.
- Zhao, D., (2007). Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gondwana Research* 12, 335-355.

Table 1: morphologic characteristics of the chain of Dead Poets seamounts (from SW to NE locations)

Seamount	L = length (km) W = width (km)	Height (km)	Base area (km ²)	Summit	Orientation (N°)
Apollinaire (PLU DR30)	L = 24 W = 16	2.7	325		65
Lamartine (PLU DR19)	L = 23 W = 16	2.1	280		65
Chateaubriand (PLU DR 18)	L = 36 W = 21	1.9	580		65
Sand (PLU DR32)	L = 35 W = 25	2.5	490		65
Voltaire (PLU DR17)	L = 30 W = 18	1.8	400		60
La Bruyère (PLU DR16)	L = 40 W = 27	3.3	800	flat	55
Boileau (PLU DR14)	L = 42 W = 24	2.9	900	flat	70
La Fontaine (PLU DR15)	L = 27 W = 26	2.9	470		90

Table 2: localizations and descriptions of PLURIEL cruise dredges. The two mentioned positions are respectively the beginning and end of dredging. The samples used in this study are specifically described (included their position in the TAS diagram – fig. 5)

Dredge (number and name)	Latitude	Longitude	Depth (m)	Site	Dredge description	Sample used in this study	Sample macroscopic description	Sample petrography
PLU DR1 Boomerang	S37°41.50 S37°40.53	E77°54.90 E77°53.91	910 760	Seamount	Mostly pillow lavas ; some with glass Volcanic brechia with sediments	PLU DR1-2-5	Fragment of vesicular pillow lavas	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : ++ TAS : tholeiitic basalt
PLU DR2	S37°35.68 S37°35.67	E78°00.99 E78.00.40	1030 1010	Seamount	Only pillow lavas but different types (glassy , vesicular, aphyric and/or, sedimentary rim	PLU DR 2-1-1	Fragment of pillow lavas with fresh glass	Phenocrysts : - Microcrysts :Ol+Pl Vesicles : ++ TAS : tholeiitic basalt
PLU DR3	S37°38.90 S37°39.10	E78°09.00 E78°08.02	2025 2040	Oceanic floor	Empty			
PLU DR4	S37°51.50 S37°51.80	E78°03.50 E78°03.00	1900 1800	Oeanic floor	Only pillow lavas	PLU DR4-1-3	Fragment of vesicular and aphyric pillow lavas with a small amount of glass	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : + TAS : tholeiitic basalt
						PLU DR4-1-5	Fragment of vesicular and aphyric pillow lavas without glass	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : + TAS : tholeiitic basalt
PLU DR5	S38°00.20 S38°00.21	E77°45.58 E77°44.66	905 690	Seamount	Mostly carbonate soil with lavas and glass fragment. A lot of biological organism such as coral and urchin			
PLU DR6	S38°04.18 S38°04.08	E78°13.79 E78°12.23	1795 1750	SEIR axis	Blocks of fresh basalt (pillows and tubes) with a large amount of glass	PLU DR6-1-1	Fragment of lava tube with glassy rim	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl+Px Vesicles : + TAS : andesitic basalt
PLU DR7	S36°19.00 S36°19.00	E80°25.85 E80°25.30	2000 1860	Seamount	Manganese debris			
PLU DR8	S35°39.75 S35°40.70	E80°55.70 E80°55.10	2000 1670	Seamount	Pillow lavas with sediments	PLU DR8-1-1	Fragment of pillow lavas with a small amount of vesicles and Mn crust	Phenocrysts : - Microcrysts : Pl+Px Vesicles : ++ TAS : tholeiitic basalt
PLU DR9	Dredge lost							
PLU DR10	S36°03.79 S36°03.69	E79°43.77 E79°41.77	1800 1520	Inside corner	Blocks and fragments of lava with manganese crust	PLU DR10-1-1	Pillow lava with some vesicles and phenocrysts	Phenocrysts : Ol Microcrysts : Ol+Pl+Px Vesicles : + TAS : tholeiitic basalt
						PLU DR10-2-2	Pillow lava with more phenocrysts	Phenocrysts : Pl Microcrysts :Ol+Pl+Px Vesicles : - TAS : tholeiitic basalt
PLU DR11	Dredge lost							
PLU DR12	S32°20.91 S32°21.36	E83°50.39 E83°49.40	2230	Seamount	Only sediments			
			2240					

Dredge (number and name)	Latitude	Longitude	Depth (m)	Site	Dredge description	Sample used in this study	Sample macroscopic description	Sample petrography
PLU DR13	S32°44.31 S32°44.24	E84°04.86 E84°04.67	1560 1450	Seamount	Diversified dredge with fragments of altered basalt, hyaloclastites, manganese, biological organism and sediments			
PLU DR14 Boileau	S33°40.51 S33°40.63	E83°04.52 E83°04.30	2520 2440	Seamount	Fragments of lava with manganese crust, sediments	PLU DR14-1-1	Fragments of lava with manganese crust	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl+Px Vesicles : ++ TAS : tephrite
PLU DR15 La Fontaine	S34°04.92 S34°05.64	E83°27.41 E83°27.87	1600 1560	Seamount	Blocks and fragments of lava, sediment	PLU DR15-1-1	Fragment of vesicular lava	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol Vesicles : ++ TAS : tephrite
						PLU DR 15-2-3	Idem with smaller vesicles	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl+Px Vesicles : ++ TAS : tephrite
PLU DR16 La Bruyère	S34°03.90 S34°03.80	E82°42.70 E82°42.60	2200 2200	Seamount	Blocks and fragments of lava, sediment			
PLU DR17	S34°18.89 S34°18.22	E82°24.70 E82°25.49	2140 1980	Seamount	Fragment of altered lavas, brechia, manganese			
PLU DR18	S34°50.78 S34°51.55	E81°47.25 E81°46.34	2150 1820	Seamount	1 block of altered lava			
PLU DR19 Lamartine	S34°55.48 S34°55.21	E81°16.46 E81°16.21	1820 1440	Seamount	Numerous fragments of pillow lava and tubes. Some biological organism (coral and urchin), sediment	PLU DR19-2-2	Fragment of pillow lavas	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : ++ TAS : tephrite
PLU DR20	S35°02.52 S35°03.99	E81°23.12 E81°22.28	2120 1940	Seamount	Numerous fragments of pillow lava and brechia			
PLU DR21	S39°49.08 S39°48.71	E76°51.05 E76°50.70	1400 1240	Seamount	Blocks and fragments of lava, sediment			
PLU DR22	S39°02.89 S39°02.09	E77°43.21 E77°43.25	980 860	Seamount	Blocks and fragments of lava of diverse types (vesicular, aphyric, glassy). A lot of biological organism (fish, coral, urchin, shellfish, seaspider)	PLU DR22-4-1	Fresh vesicular lava	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl+Px Vesicles : ++ TAS : alkaline basalt
PLU DR23	S38°40.06 S38°39.28	E77°40.45 E77°40.48	1160 900	Seamount	Mostly coral and sediment, two fragment of vesicular basalt			
PLU DR24	S37°54.99 S37°54.18	E78°54.20 E78°50.70	1310 900	Seamount	Only fragment of lava, some with glass	PLU DR24-1-1	Block with a small amount of vesicles and Mn crust	Phenocrysts : Pl Microcrysts : Pl+Pl Vesicles : + TAS : andesitic basalt
PLU DR25	S37°37.21 S37°37.20	E78°37.63 E78°36.49	1160 900	Seamount	Mostly carbonates, fragments of altered basalt			

Dredge (number and name)	Latitude	Longitude	Depth (m)	Site	Dredge description	Sample used in this study	Sample macroscopic description	Sample petrography
PLU DR26	S37°30.93 S37°31.13	E78°54.51 E78°54.33	1710 1660	Seamount	Empty			
PLU DR27	S37°31.71 S37°32.07	E78°55.91 E78°55.50	1830 1660	Seamount	Three small fragments of basalt			
PLU DR28	S37°22.71 S37°23.19	E79°16.23 E79°15.78	1430 1350	Seamount	Fragments of massive lava, some with manganese crust, sediment and coral	PLU DR28-1-1	Massive lava with a lot of small vesicles	Phenocrysts : Ol+Pl Microcrysts : Pl Vesicles : + TAS : tholeiitic basalt
PLU DR29	S36°10.28 S36°10.42	E80°34.37 E80°34.08	2050 1810	Seamount	Fragments of lava			
PLU DR30 Apollinaire	S35°09.47 S39°09.95	E80°41.37 E80°41.37	1100 820	Seamount	Blocks and fragments of lava of diverse types (vesicular and/or aphyric). A lot of biological organism (fish, coral, urchin, shellfish)	PLU DR 30-1-1	Fragment of aphyric and vesicular lavas	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : ++ TAS : tephrite
PLU DR31	S34°22.67 S34°22.84	E81°30.25 E81°30.74	2300 1920	Seamount	Hyalocalstites with altered basalt			
PLU DR32 Sand	S34°34.98 S34°35.12	E81°56.52 E81°56.66	1140 1140	Seamount	Block of lavas			
PLU DR33	S36°18.20 S36°18.19	E81°17.05 E81°16.33	3990 3600	fracture zone	Mostly sediments with some manganese nodule			
PLU DR34	S37°24.74 S37°24.75	E80°03.84 E80°03.54	3050 2850	Oceanic floor	Fragments of pillow lavas, sediments	PLU 34-1-1	Fragment of pillow lava with some vesicles	Phenocrysts : Ol+Pl Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : + TAS : tholeiitic basalt
PLU DR35 Verlaine	S38°10.65 S38°10.80	E79°12.50 E79°11.70	1100 860	Seamount	Fragments of pillow lavas, sediments and coral			
PLU DR36	S38°02.16 S38°02.24	E79°38.82 E79°39.04	3000 2400	fracture zone	Only sediment			
PLU DR37	S38°22.72 S38°21.84	E77°41.20 E77°39.85	1080 960	Seamount	Fragment of lavas, red sediment, biological organism (coral, starfish, shellfish)			
PLU DR38	S38°17.34 S38°18.97	E77°46.64 E77°46.76	1200 1000	Seamount	Only sediment and biological organism (coral, shellfish)			
PLU DR39 Rimbaud	S36°44.19 S36°44.09	E78°55.23 E78°55.03	1470 960	Seamount	Large amount of pillow lavas	PLU DR39-1-1	Fragment of aphyric pillow lava. Fresh aspect but a small Mn crust	Phenocrysts : - Microcrysts : Ol+Pl Vesicles : + TAS : tholeiitic basalt
PLU DR40	S36°23.75 S36°23.17	E79°16.46 E79°15.87	1520 1260	Seamount	Only sediment with fragment of manganese			

Table 3: K-Ar ages of the selected samples of the chain and plateau given with a 95% confidence level. Age calculations are based on the decay and abundance constants from Steiger&Jäger [1977]. Whole rock K₂O (in wt% - ICP-AES measurement), Nb (in ppm, HR-ICP-MS measurement) and L.O.I are useful to evaluate the degree of alteration (see text for discussion). To facilitate the reading the CDP samples are written in italics.

Sample Ar Exp.n°	Whole rock K ₂ O (wt%)	Whole rock Nb (ppm)	LOI (%)	K* (wt.%)	Weight molten (g)	40Ar* (%)	40Ar* (10 ⁻¹² moles/g) ±1σ	40Ar* (10 ⁻¹² moles/g) weighted mean ±1σ	Age mean value Ma (±2σ)
<i>DR 14-1-1</i> 7833	1.76	57.6	3.44	0.664 ± 0.007	0.92175	36.300	9.937 ± 0.051		
7847				"	0.98453	28.741	9.419 ± 0.048	9.664 ± 0.035	8.37 ± 0.18
<i>DR 24-1-1</i> 7856	0.19	4.78	0.29	0.149 ± 0.002	1.05633	17.618	1.431 ± 0.014		
7880				"	0.71068	16.488	1.449 ± 0.015	1.439 ± 0.010	5.56 ± 0.14
<i>DR 8-1-1</i> 7780	0.39	17.6	0.97	0.183 ± 0.002	0.59650	8.685	1.429 ± 0.024		
7797				"	1.77616	13.496	1.406 ± 0.009	1.409 ± 0.008	4.43 ± 0.10
<i>DR 10-2-2</i> 7782	0.37	9.80	0.28	0.183 ± 0.002	0.72771	10.671	1.174 ± 0.019		
7799				"	1.72055	10.992	1.163 ± 0.009	1.165 ± 0.008	3.67 ± 0.09
<i>DR 10-1-1</i> 7885	0.42	8.27	0.25	0.291 ± 0.003	1.24193	7.075	1.533 ± 0.014		
7901				"	0.94859	6.791	1.525 ± 0.015	1.529 ± 0.010	3.03 ± 0.07
<i>DR 34-1-1</i> 7675	0.81	24.7	0.56	0.631 ± 0.006	1.16145	8.848	2.920 ± 0.020		
7691				"	1.00776	9.702	2.870 ± 0.019	2.894 ± 0.014	2.64 ± 0.06
<i>DR 15-2-3</i> 7687	1.81	70.7	0.69	1.619 ± 0.016	0.49595	15.835	5.909 ± 0.034		
7703				"	0.43202	17.846	5.754 ± 0.033	5.831 ± 0.023	2.08 ± 0.04
<i>DR 28-1-1</i> 7717	0.12	2.64	0.02	0.075 ± 0.001	1.64586	2.977	0.248 ± 0.008		
7732				"	1.71827	2.841	0.240 ± 0.007	0.244 ± 0.005	1.87 ± 0.09
<i>DR 19-2-2</i> 7669	1.90	62.2	1.11	1.602 ± 0.016	1.22852	9.361	2.886 ± 0.017		
7685				"	1.01565	8.556	2.911 ± 0.019	2.898 ± 0.013	1.04 ± 0.02

Sample Ar Exp. n°	Whole rock K ₂ O (wt%)	Whole rock Nb (ppm)	LOI (%)	K* (wt.%)	Weigh t molten (g)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹⁴ moles/g) ±1□	⁴⁰ Ar* (10 ⁻¹⁴ moles/g) weighted mean ±1□	Age mean value ka (±2□)
DR 15-1-1 7884	2.05	79.2	0.41	1.752 ± 0.018	1.0492 5	5.310	207.78 ± 1.92		
7900				" "	0.7349 0	4.470	208.97 ± 2.00	208.35 ± 1.387	686 ± 15
DR 39-1-1 7834	0.20	4.3	-0.32	0.166 ± 0.002	0.9580 0	1.709	15.890 ± 1.00		
7857				" "	1.0030 0	1.416	15.611 ± 1.56	15.810 ± 0.837	549 ± 59
DR 2-1-1 7855	0.54	14.3	-0.35	0.440 ± 0.004	1.0563 3	0.857	24.853 ± 1.16		
7891				" "	1.0068 6	0.978	21.041 ± 1.39	23.290 ± 0.893	305 ± 24
DR 4-1-3 7865	0.67	29.0	-0.36	0.548 ± 0.006	1.1656 5	0.245	10.098 ± 1.46		
7881				" "	1.2020 0	0.227	13.761 ± 1.16	12.681 ± 0.909	133 ± 19
DR 30-1-1 7781	2.09	74.1	-0.32	1.694 ± 0.017	0.7718 3	1.612	18.974 ± 1.44		
7809				" "	0.4638 5	0.330	17.363 ± 2.62	18.6018 ± 1.262	63 ± 9
DR 1-2-4 7670	0.59	28.9	-0.40	0.515 ± 0.005	1.0266 7	-0.041	-		
7702				" "	1.4692 0	-0.025	-	-	-
DR 22-4-1 7672	0.55	19.7	1.027	0.457 ± 0.005	1.1168 5	-0.018	-		
7704				" "	1.1363 1	-0.017	-	-	-
DR 6-1-1 7673	1.33	46.4	0.61	0.996 ± 0.010	0.9334 0	0.237	2.126		
7716				" "	1.0135 0	-0.256	-	-	-
DR 4-1-5 7674	0.62	24.8	-0.32	0.573 ± 0.006	1.0148 1	-0.177	-		
7690				" "	1.0182 0	-0.060	-	-	-

Figure 1: Tectonic settings and assumptions modified from Royer&Gordon [1997]. (1) Traditional Indo-Australian plate boundaries. R.: Ridge. CIR: Central Indian Ridge. SWIR : South-West Indian Ridge. SEIR: South-East Indian Ridge. (2) Plate boundaries and tectonic stresses as proposed by Demets *et al.* [1994]. Som: Somalian plate. Ant: Antarctic plate. Aus : Australian plate (3) Plate boundaries and tectonic stresses as proposed by Royer&Gordon [1997] with the addition of the Cap: Capricorn plate. The Macquarie plate is located easternward (140° to 160°E) and is thus not present on the figure. In (2) and (3) Black area, with converging black triangles, denotes diffuse boundaries accommodating horizontal divergence and grey area, with diverging open triangles, denotes diffuse boundaries accommodating horizontal convergence.

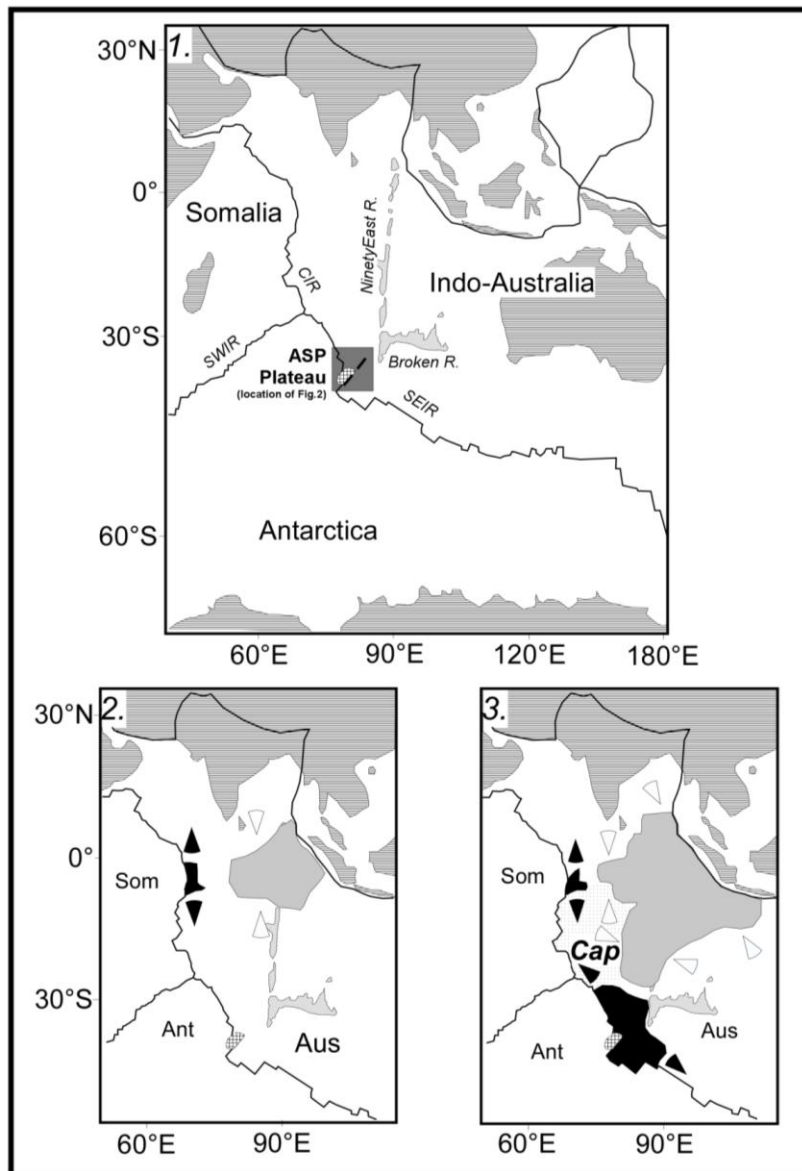


Figure 2: Bathymetry of ASP plateau with a focus on the chain of Dead Poets mapped during the MD157/PLURIEL cruise. White square (in transparency) represents basalts samples with the related dredge (PLU DR) number. On the chain of Dead Poets the name of the seamounts are noted. Two seamounts are named without dredge number because no basalt samples were available. Black square are the localization of Amsterdam (AMS) and St Paul (SP) islands. Dotted lines are the Fracture Zones limiting ASP plateau. K-Ar datings of the edifices are reported on the map.

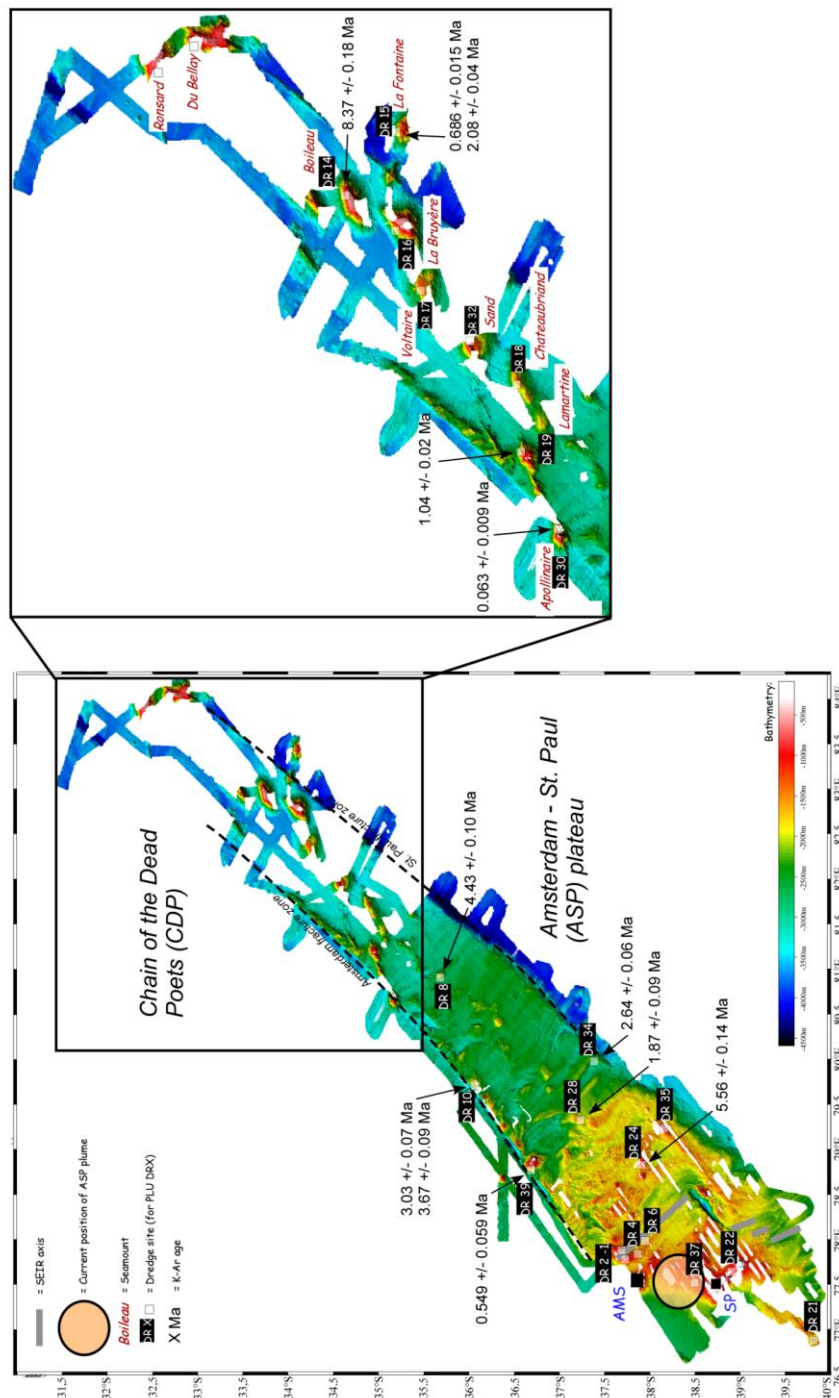


Figure 3: Interpreted magnetic anomalies (black lines) from Courreges *et al.* [submitted] plotted on ASP plateau and chain of Dead Poets bathymetry. The corresponding chron (2y to 4ay with their corresponding age) are from [Cande&Kent, 1995]. Empty round are the modeled paleo-positions of the hotspot [Maia *et al.*, this issue] every 2 My (from the supposed current position between Amsterdam and St Paul islands until the 10 My paleo-position). Dredge site are represented for information.

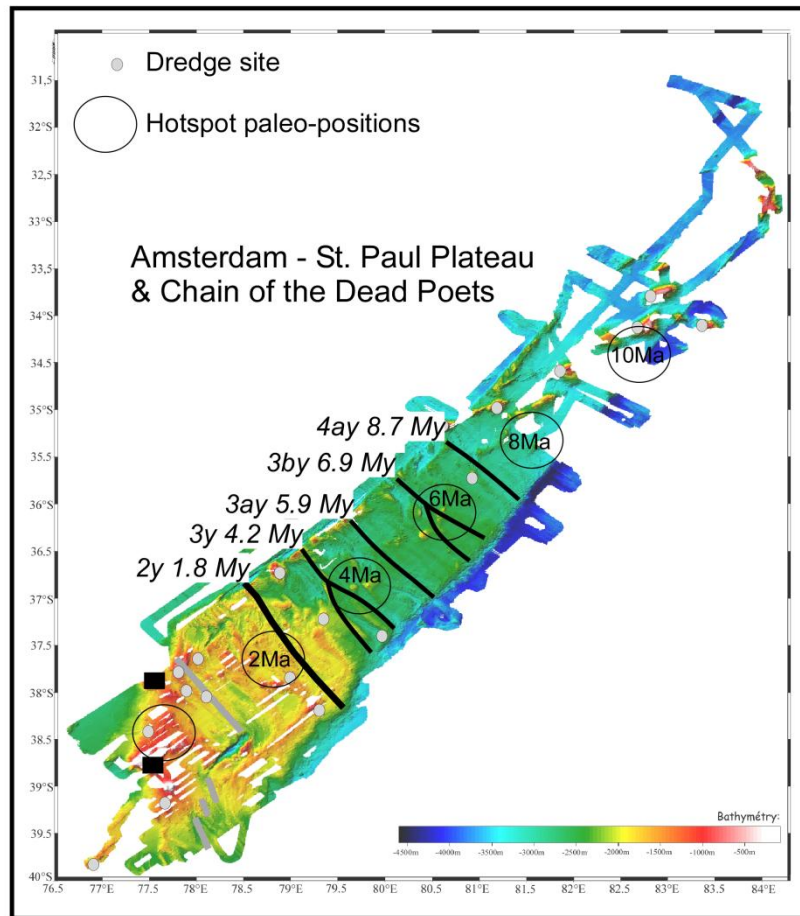


Figure 4: Morphologic profile of each seamount. White rectangles denote the location of cross-sections on the chain of Dead Poets bathymetry. The vertical scale is similar for all the seamounts.

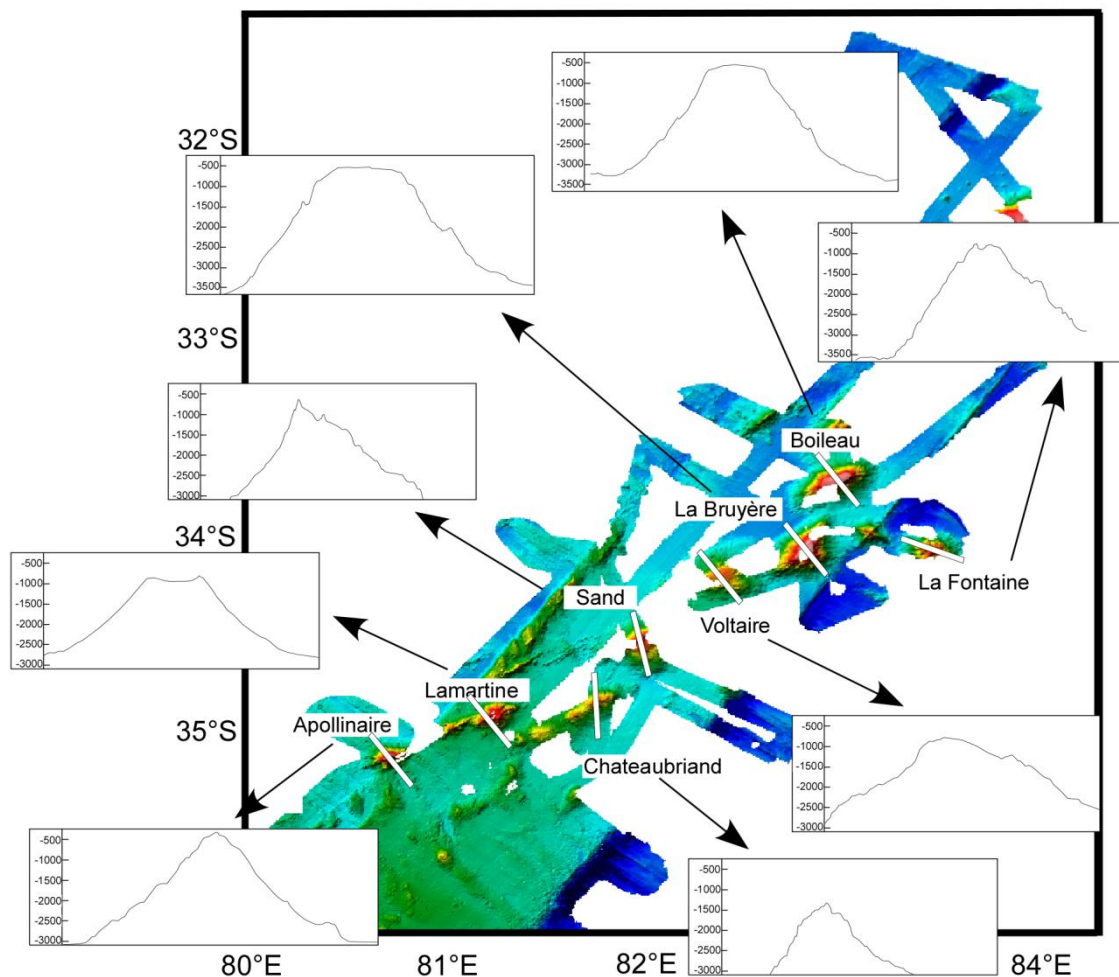


Figure 6: K₂O of the dated samples plotted versus Nb in order to control post magmatic alteration effects. The good correlation ($R^2 = 0.983$) confirms that the samples have not undergone significant post magmatic alteration since alteration would cause increases in K₂O for any Nb value

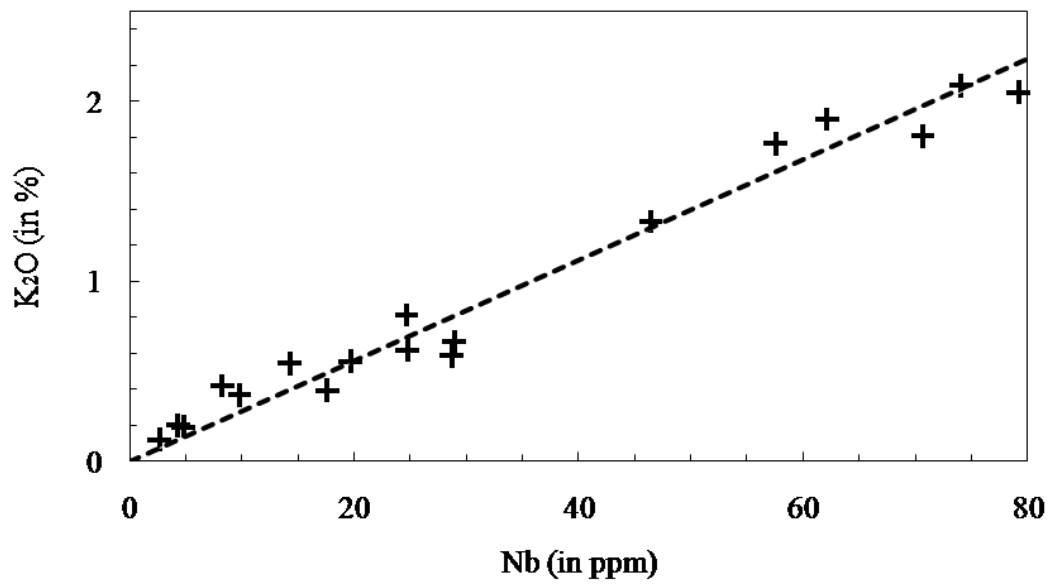


Figure 7:

(a) Distance from the current position of ASP plume (in km) vs. K/Ar ages (in Ma) of samples related to ASP plume activity. The previous studies samples are Amsterdam and St. Paul islands and Boomerang seamount [Watkins *et al.*, 1975; Carvallo *et al.*, 2003; Johnson *et al.*, 2000]. Dotted black line corresponds to the correlation equation: $y = 0.0107 x$ for a correlation factor $R^2 = 0.963$. The calculated velocity of the Capricorn-Australian block is about 9.3 cm/. If we consider the samples related to ASP plume activity only on the Australian plate (see text for discussion) the correlation equation becomes $y = 0.0129 x - 1.249$ for a correlation factor $R^2 = 0.988$ (full black line). The calculated velocity is about 7.7 cm/yr (see text for discussion), requiring ASP plume velocity consistent with other hotspots motions.

(b) K-Ar dating of off-axis magmatism plotted vs. the age of the underlying crust (obtained from magnetic data). The samples used are from ASP plateau and from Boileau seamount. The correlation equation is $0.054 x - 1.298$ for a correlation factor $R^2 = 0.823$. The associated convergence between ASP plume and the SEIR is inconsistent with a straight motion of the SEIR. This discrepancy confirms the SEIR jump to the SW evidenced by Maia *et al.* [this issue]

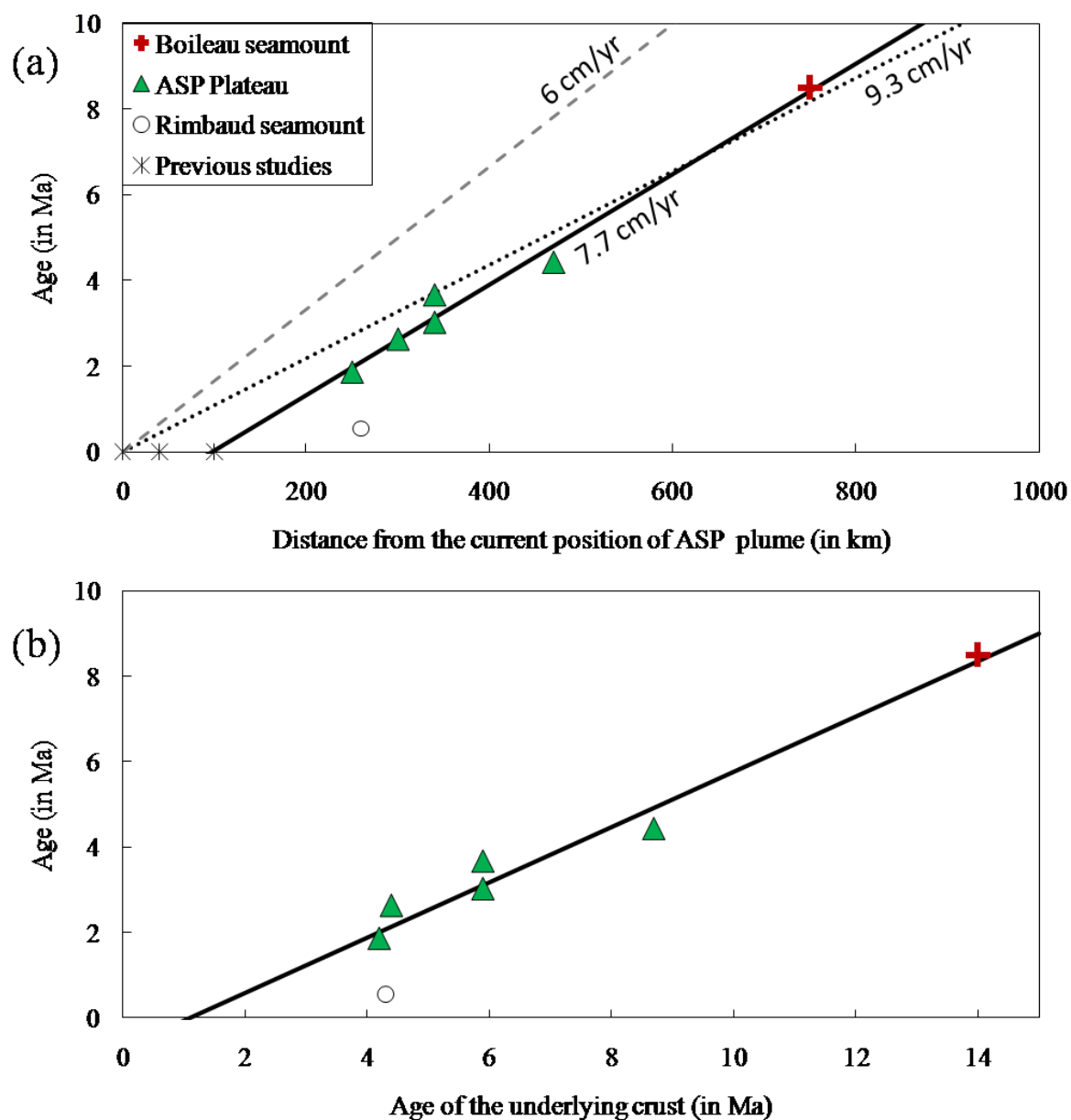
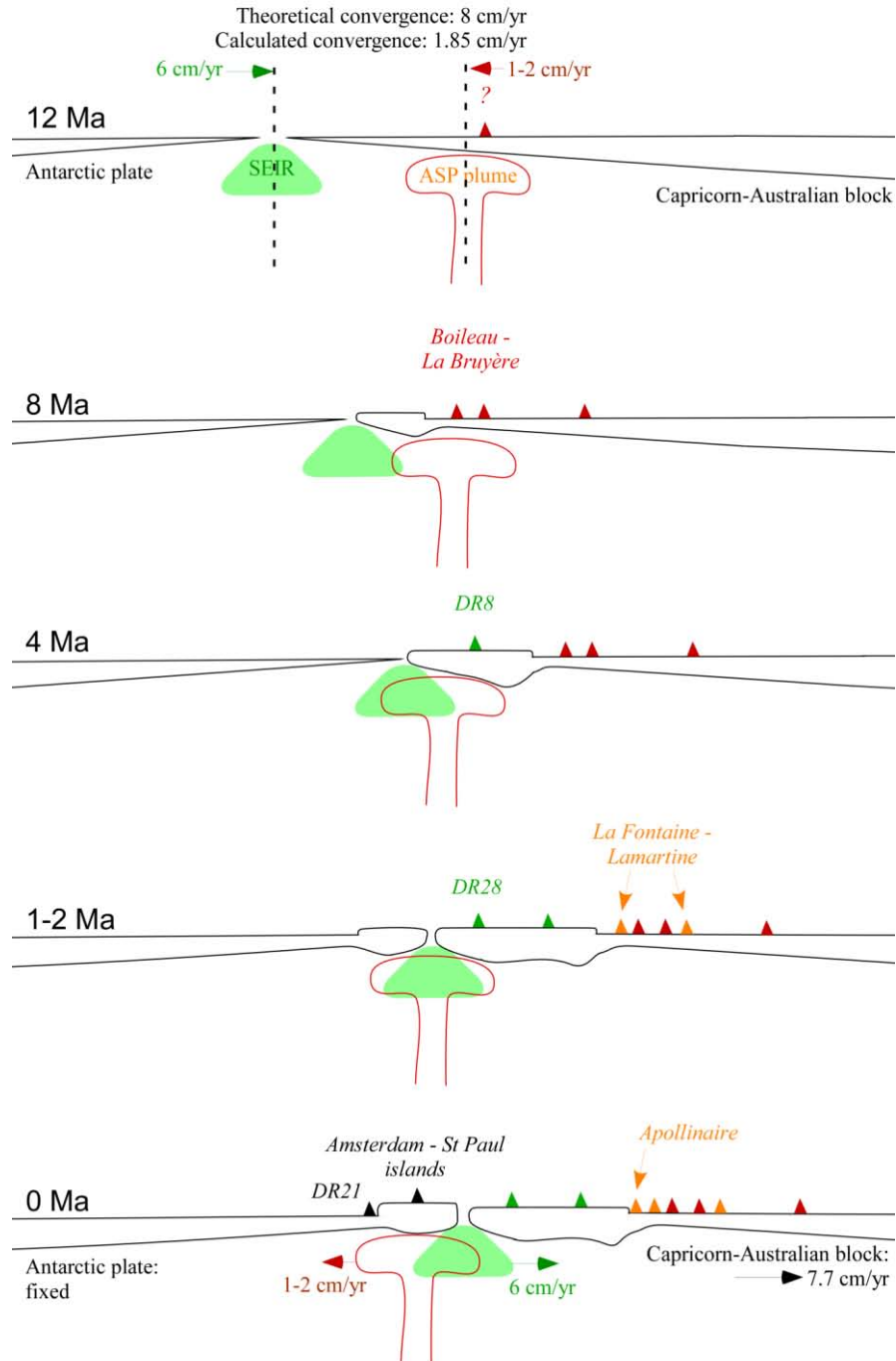


Figure 8: Successive schematic cross-sections through the ASP plateau and the chain of Dead Poets showing the different periods of magmatism through time and the calculated motions. The position of ASP plume is based on the paleo-positions modeled by Maia *et al.* [This issue]. The first phase at 12 My is purely speculative but indicates that there is no arguments to exclude a volcanism before the construction of Boileau seamount.



2.

Le point chaud ASP : Contraintes géochimiques et implications



I. L'OCÉAN INDIEN, UNE GÉOCHIMIE PARTICULIÈRE

1. L'ANOMALIE DUPAL

Le manteau terrestre est unanimement reconnu comme chimiquement hétérogène et son hétérogénéité s'exprime à différentes échelles. La différence de composition la plus notable observée réside entre les MORB et les OIB, encore qu'aucun de ces groupes ne soit lui-même homogène. Les MORB résultent de la fusion du manteau supérieur. Leur composition est donc directement dépendante de la composition de ce manteau. En effet, les compositions élémentaires des MORB traduisent l'appauvrissement du manteau supérieur en éléments incompatibles tandis que leur composition isotopique (non modifiée par la fusion partielle) reflète celle de ce réservoir. Les MORB générés dans l'océan Indien montrent une signature isotopique particulière par rapport à ceux des autres océans [Dupré&Allègre, 1983]. Ils sont caractérisés par des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ supérieures et de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inférieures pour un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné. De plus, les MORB Indiens présentent des valeurs en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inférieures pour un $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ comparable [Salters, 1996 ; Chauvel&Blichert-Toft, 2001 ; Kempton *et al.*, 2002]. Cette anomalie, qualifiée d'anomalie DUPAL [Hart, 1984], est également présente dans le sud de l'océan Atlantique, au niveau des îles Gough, Tristan da Cunha et dans les basaltes de la Walvis Ridge. De très nombreuses études ont référencé cette anomalie depuis sa mise en évidence [Hamelin&Allègre, 1985-1986 ; Price *et al.*, 1986 ; Michard *et al.*, 1986 ; Klein *et al.*, 1988 ; Dosso *et al.*, 1988 ; Mahoney *et al.*, 1989-1992-1996-1998-2002 ; Pyle *et al.*, 1992 ; Kempton *et al.* 2002, Escrig *et al.*, 2004, Hanan *et al.*, 2004 ; Meyzen *et al.*, 2005]. Au niveau des dorsales Indiennes, ce domaine s'étend de 26°E [Mahoney *et al.*, 1992] à 126°E [Klein *et al.* 1988 ; Pyle *et al.*, 1992-1995].

Même si la cause de cette anomalie est toujours débattue, la plupart des auteurs s'accordent à dire que la systématique des basaltes Indiens requiert un mélange à trois composants, tels que présentés sur la figure 2-1 :

- (1) Un composant avec des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faibles et un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ fort = manteau supérieur appauvri « normal », c'est-à-dire ayant une composition similaire au manteau supérieur de l'océan Atlantique et de l'océan Pacifique.
- (2) Un composant avec des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ forts et un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible que l'on retrouve typiquement dans toutes les îles océaniques de l'océan Indien, i. e. le composant C défini par Hanan&Graham [1996]

- (3) Un composant avec un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fort, un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible et un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ particulièrement faible = caractéristique de l'anomalie DUPAL.

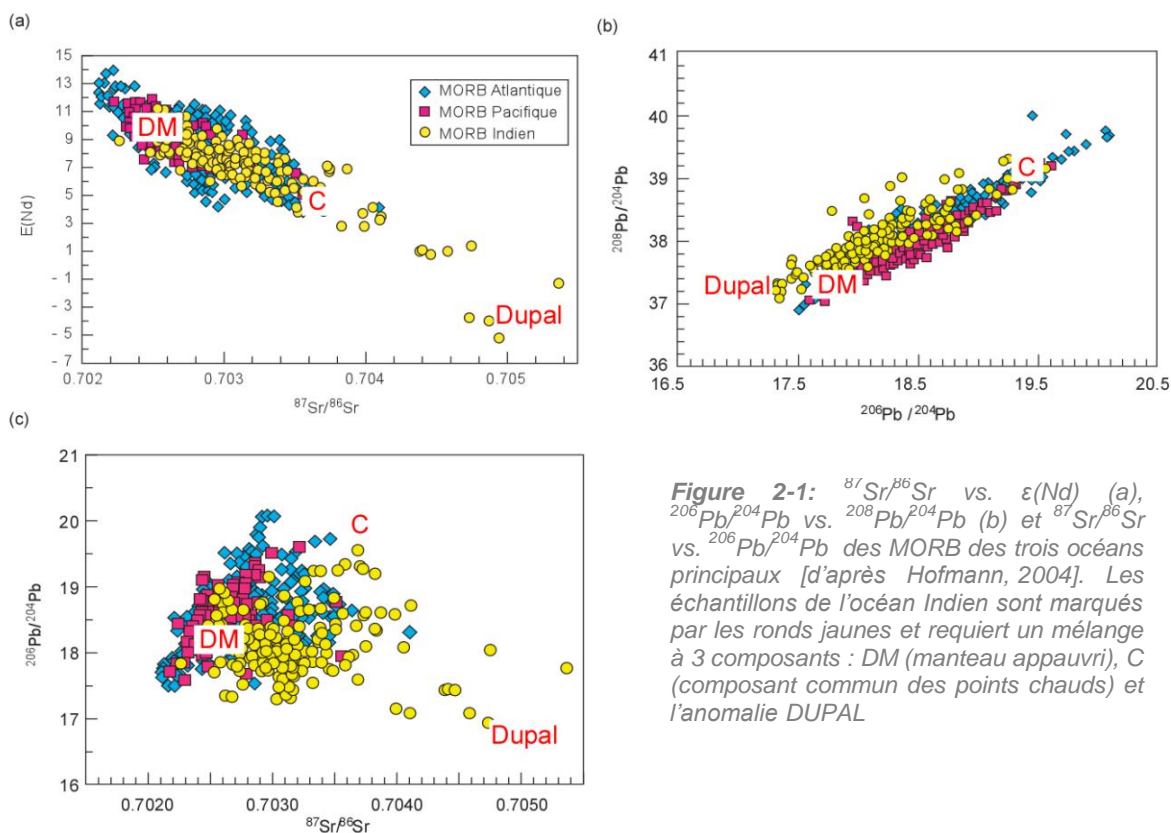


Figure 2-1: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $\epsilon(\text{Nd})$ (a), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des MORB des trois océans principaux [d'après Hofmann, 2004]. Les échantillons de l'océan Indien sont marqués par les ronds jaunes et requiert un mélange à 3 composants : DM (manteau appauvri), C (composant commun des points chauds) et l'anomalie DUPAL

Ce composant atypique semble disséminé dans tout l'océan Indien et, selon la littérature, pourrait avoir pour origine :

- Une contamination du manteau supérieur par un composant originaire du manteau inférieur et remonté à la faveur de panache(s) [Storey *et al.*, 1989]
- Une contamination du manteau supérieur par de la lithosphère continentale délamée lors de l'aminicissement crustal et la fracturation du Gondwana [Mahoney *et al.*, 1992] ou par de la croûte continentale Gondwanienne [Arntd&Goldstein, 1989 ; Escrig *et al.*, 2004 ; Meyzen *et al.*, 2005]. La délamination aurait alors été favorisée par les nombreux panaches mantelliques présents lors des premiers stades de l'ouverture de l'océan indien.
- Un manteau métasomatisé [Kempton *et al.*, 2002] ou de la croûte océanique altérée associée à une proportion variable de sédiments pélagiques [Dupré&Allègre, 1983 ; Rekhämper&Hofmann, 1997] subduits et recyclés dans le manteau par la convection.

Le caractère DUPAL semble donc dériver d'une cause à la fois globale et ancienne mais rien n'indique de manière immédiate si la source est profonde ou superficielle. L'océan Indien est caractérisé par la présence de nombreux panaches mantelliques et ce depuis son ouverture et la fracturation du Gondwana. Hamelin&Allègre [1985], Price *et al.* [1986] et Mahoney *et al.* [1989-1992] ont suggéré que l'activité des panaches mantelliques au moment de la fracturation du Gondwana aurait pu engendrer la contamination du manteau supérieur par délamination de la lithosphère subcontinentale. Rekhämper&Hofmann [1997] contredisent cette interprétation en arguant le fait que le volume délaminé nécessaire pour modifier la composition du manteau supérieur Indien, et donc obtenir le rapport isotopique observé, est invraisemblable. Au contraire, Storey *et al.* [1989], Weis&Frey [1991] et Barling *et al.* [1994] pensent que l'activité d'un panache mantellique dans les premiers temps de l'océan Indien aurait pu drainer et disséminer du matériel profond dans le manteau supérieur. Encore une fois Rekhämper&Hofmann [1997] contredisent cette interprétation car les points chauds de l'océan Indien sont caractérisés par des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ forts et donc la contamination du manteau supérieur par du matériel profond ne peut pas expliquer le faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ du caractère DUPAL. Rekhämper&Hofmann [1997] s'affranchissent donc de l'influence des points chauds Indiens en proposant un recyclage dans le manteau d'une ancienne croûte océanique âgée de 1,5 Ga avec une proportion variable (<10%) de sédiments pélagiques. Depuis la multiplication des mesures des rapports isotopiques de l'Hf Chauvel&Blichert-Toft [2001] ont consolidé cette hypothèse. En effet, les sédiments pélagiques sont caractérisés par des $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ très faibles pour un Nd/Hf élevé par rapport aux MORB [Patchett *et al.* 1984 ; Vervoort *et al.*, 1999] comme le montre la figure 2-2. Ils pourraient donc diminuer le rapport isotopique du Nd mantellique sans influencer celui de l'Hf.

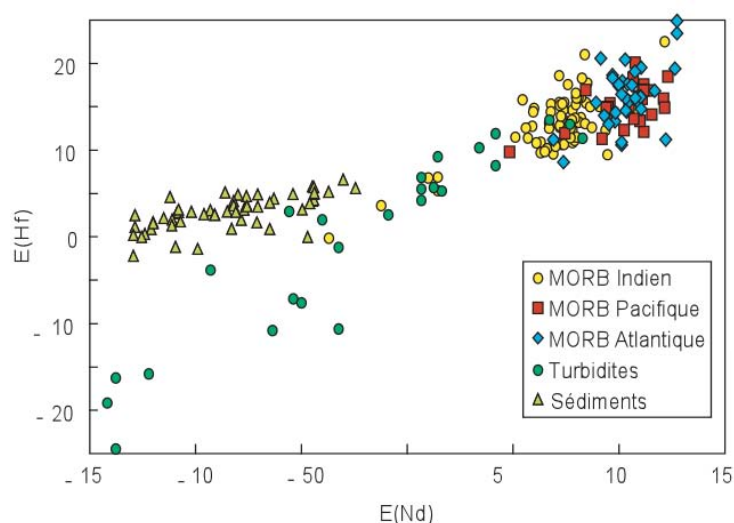


Figure 2-2 : $\epsilon(\text{Nd})$ vs. $\epsilon(\text{Hf})$ des MORB des trois océans principaux (d'après Hofmann, 2004). Les échantillons de l'océan Indien sont marqués par les ronds jaunes. Ils sont caractérisés par un $\epsilon(\text{Nd})$ plus faible qui pourraient être liés à la contamination par des sédiments

Toutefois, Kempton *et al.* [2002] ont montré que la proportion de sédiments pélagiques recyclés nécessaire pour obtenir les rapports isotopiques de l'océan Indien serait irréaliste. Ils proposent donc que le caractère pauvre en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et les relations entre les rapports isotopiques de l'Hf et du Nd des basaltes de l'océan Indien soient liés à un mélange entre (1) un manteau appauvri « normal » (type Pacifique) et (2) un manteau métasomatisé par l'adjonction de fluides tel celui présent dans le coin mantellique formé au niveau des zones de subduction, et contaminé la déshydratation de la plaque plongeante. Les anciennes subductions aux marges du continent Gondwana auraient engendré une contamination du manteau supérieur de l'océan Indien [Unrug, 1996]. A partir d'une analyse du rapport isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ Escrig *et al.* [2004] ont également rejeté la lithosphère subcontinentale et la croûte océanique+sédiments pélagiques recyclés comme cause possible de l'anomalie DUPAL, mais ont quant à eux proposé comme source de la croûte continentale recyclée et distribuée de manière hétérogène. En effet, les roches mafiques étant plus fertiles que les roches mantelliques, 4% de croûte continentale inférieure fondant à des degrés variables dans un manteau péridotitique seraient suffisants pour expliquer la majorité des variations isotopiques liées à l'anomalie DUPAL. Cependant, Janney *et al.* [2005] pensent que les compositions extrêmes en $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ dans les échantillons analysés résultent en fait d'une contamination par l'eau de mer, dont le $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ est très élevé [Williams&Turekian, 2004].

Il ressort donc des différentes études menées, sur l'océan Indien en général, et sur l'anomalie DUPAL en particulier, que la question de son origine est loin d'être résolue.

2. LA GÉOCHIMIE DU PLATEAU ASP DANS CE CONTEXTE

De toute la surface du plateau cartographiée durant la campagne PLURIEL, les seules études antérieures concernent les îles Amsterdam et St. Paul, le seamount Boomerang et les segments de la SEIR traversant le plateau. L'analyse de Doucet *et al.* [2004] sur les îles Amsterdam et St. Paul a permis de contraindre la composition chimique des laves. Les laves des deux îles apparaissent comme tholéitiques, tout comme celles de Boomerang, et de la portion de SEIR traversant le plateau. Cependant, les échantillons de St. Paul ont une composition plus alcaline. Les analyses isotopiques indiquent que chacune des îles a une composition très homogène mais qu'elles sont différentes l'une de l'autre comme le montre la figure 2-3.

Figure 2-3 : Diagrammes isotopiques des échantillons des îles Amsterdam et St. Paul et des segments de SEIR traversant le plateau [Hamelin et al., 1985 ; Michard et al., 1986 ; Dosso et al., 1988 ; Chauvel et al., 2001 ; Doucet et al., 2004 ; Nicolaysen et al. 2007]. Les échelles utilisées sont les mêmes pour l'ensemble des figures comportant des diagrammes isotopiques. Les compositions des MORB Pacifiques, de la SWIR et de la SEIR sont adaptées de Meyzen et al., [2007] Les valeurs du segment H de la SEIR sont tirés de Nicolaysen et al., [2007]. Les valeurs d'OIB et du plateau de Kerguelen sont une compilation des bases de données GEOROC (<http://georoc.mpch.mainz.gwdg.de>) et PETDB (<http://www.petdb.org>) La légende est la même pour tous les graphiques présentés.

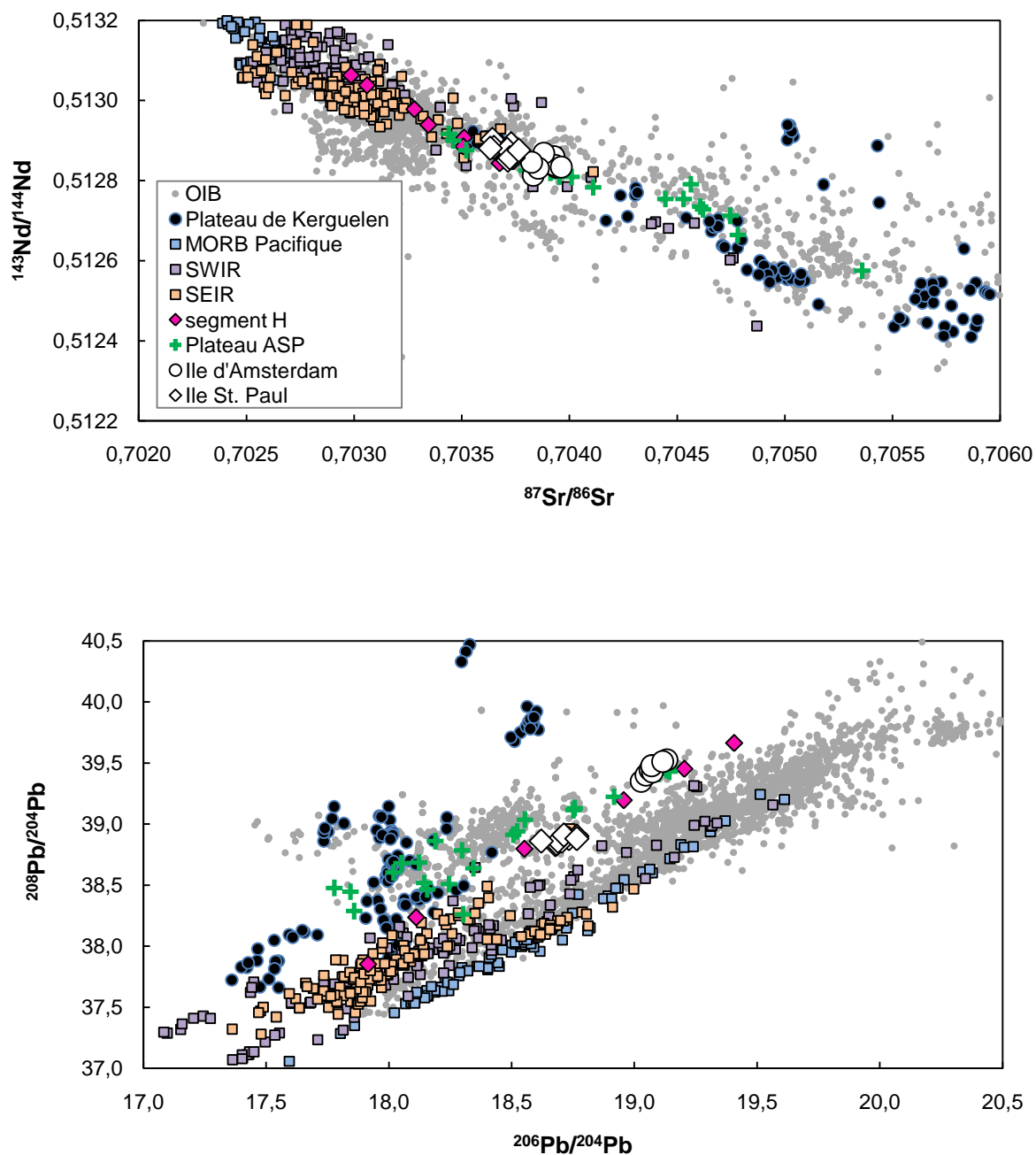
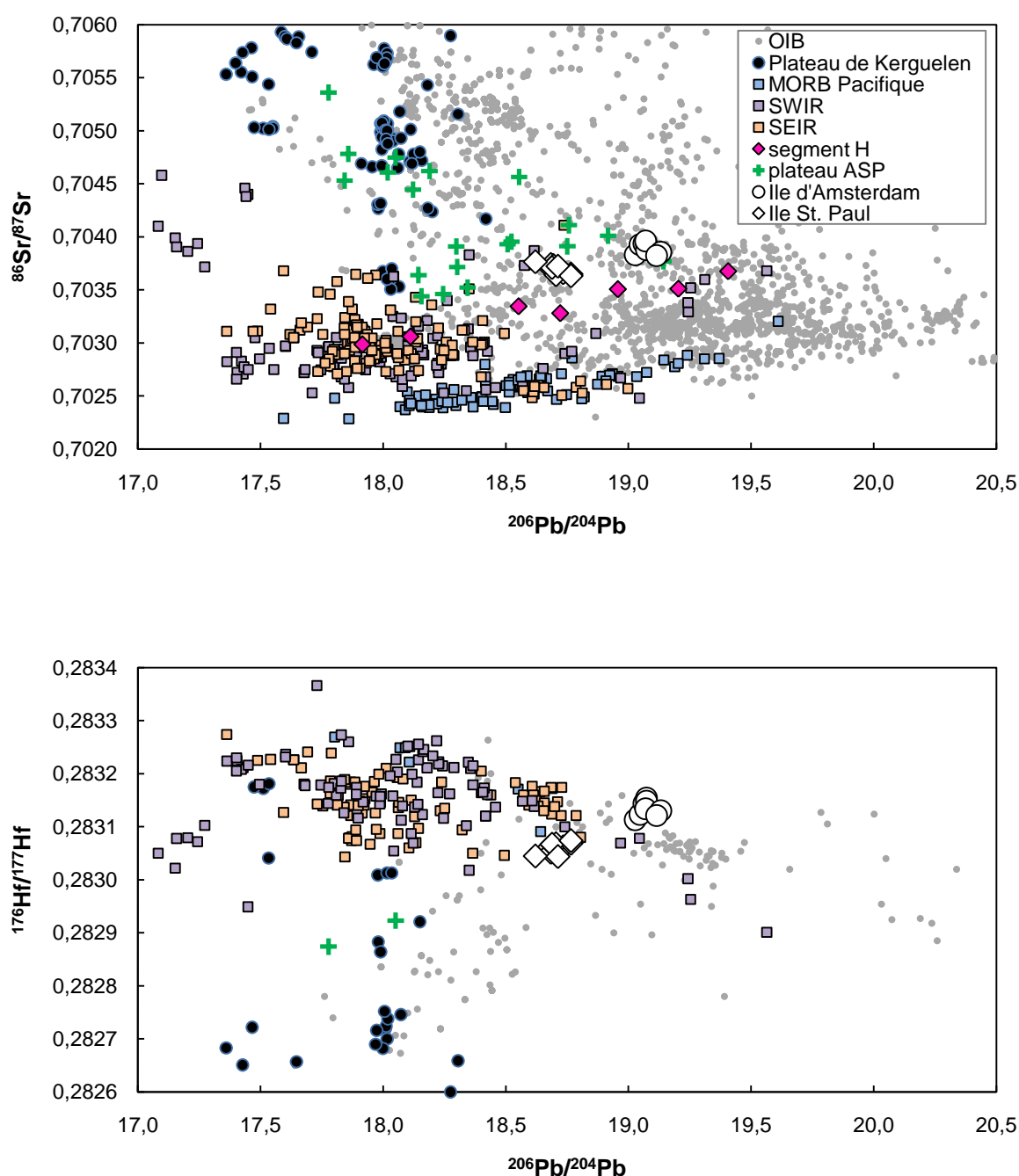


Figure 2-3 (suite) : Diagrammes isotopiques des échantillons des îles Amsterdam et St. Paul et des segments de SEIR traversant le plateau [Hamelin et al., 1985 ; Michard et al., 1986 ; Dosso et al., 1988 ; Chauvel et al., 2001 ; Doucet et al., 2004 ; Nicolaysen et al. 2007]. Les échelles utilisées sont les mêmes pour l'ensemble des figures comportant des diagrammes isotopiques. Les compositions des MORB Pacifiques, de la SWIR et de la SEIR sont adaptées de Meyzen et al., [2007] Les valeurs du segment H de la SEIR sont tirées de Nicolaysen et al., [2007]. Les valeurs d'OIB et du plateau de Kerguelen sont une compilation des bases de données GEOROC (<http://georoc.mpch.mainz.gwdg.de>) et PETDB (<http://www.petdb.org>)
La légende est la même pour tous les graphiques présentés.



L'île d'Amsterdam a pour composition : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7039 \pm 0,0001$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51284 \pm 0,00003$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,08 \pm 0,07$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,45 \pm 0,12$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28313 \pm 0,00003$. L'île St. Paul quant à elle pour composition : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7037 \pm 0,0001$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51288 \pm 0,00003$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,70 \pm 0,08$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,87 \pm 0,05$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28306 \pm 0,00002$. Ces compositions indiquent que le point chaud de Kerguelen ne peut pas être à l'origine de la construction de ces deux îles. Leurs compositions en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ seraient compatibles avec un mélange entre le manteau supérieur Indien et un panache enrichi en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais la composition en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ infirme cette possibilité. Les deux îles se seraient en fait formées à partir d'un panache hétérogène à l'échelle de 100 km, contenant des proportions variables de croûte océanique et de sédiments pélagiques recyclés [Doucet *et al.* 2004]. Nicolaysen *et al.* [2007] ont analysé les laves de la SEIR entre 77°E et 88°E, y compris celles des segments J1 à I2 traversant le plateau ASP. Il apparaît que les laves de ces segments sont enrichies en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour un même $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 2-3), suggérant une influence du point chaud de Kerguelen. Paradoxalement, c'est le segment H, situé juste au nord du plateau ASP qui présente les plus forts $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^3\text{He}/^4\text{He}$. L'ensemble des variations isotopiques enregistrées sont interprétées comme le résultat d'un mélange à trois composants :

- Un manteau appauvri
- Un composant riche en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à tendance DUPAL, possiblement associé à une contamination par de la lithosphère continentale.
- Le composant C observé dans de nombreux points chauds tel que défini par Hanan & Graham [1996]

Ces résultats suggèrent soit que le panache ASP est hétérogène isotopiquement, soit que du matériel d'origine continentale est concentré sous le plateau ASP.

Tous ces résultats concernent des échantillons prélevés à l'axe de la dorsale et sur des îles dont la construction est sub-actuelle. De ce fait, la variabilité observée est principalement une variabilité spatiale. L'étude du plateau devrait nous permettre, en plus des objectifs définis précédemment, de contraindre une éventuelle variabilité temporelle de la géochimie des laves et de l'activité du point chaud ASP.

II. NOUVELLES CONTRAINTES SUR LA GÉOCHIMIE D'ASP

Dans le cadre de cette étude, vingt-neuf échantillons de poudre de roche totale et vingt-et-un échantillons de verre volcanique ont été analysés. Nous avons mesuré les compositions élémentaires (majeurs et traces) de tous les échantillons et la composition isotopique (Sr-Nd-Pb-Hf) de la majorité d'entre eux. Les différentes méthodes utilisées sont détaillées dans la partie « méthodologie expérimentale » et l'ensemble des résultats obtenus sont présentés en annexe. Il est important de noter que chaque résultat atypique (ex : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé, anomalie positive en Pb, ...) a été vérifié par une analyse indépendante et ne provient donc pas *a priori* d'une contamination lors de la préparation chimique de l'échantillon. Par souci de clarté, et du fait du nombre et de la variabilité des échantillons, nous avons choisi de représenter leurs caractéristiques selon leur contexte de formation. Les résultats sont donc divisés en deux parties :

- Le volcanisme intraplaque i.e la chaîne des Poètes Disparus (CDP pour Chain of the Dead Poets)
- Le volcanisme du plateau

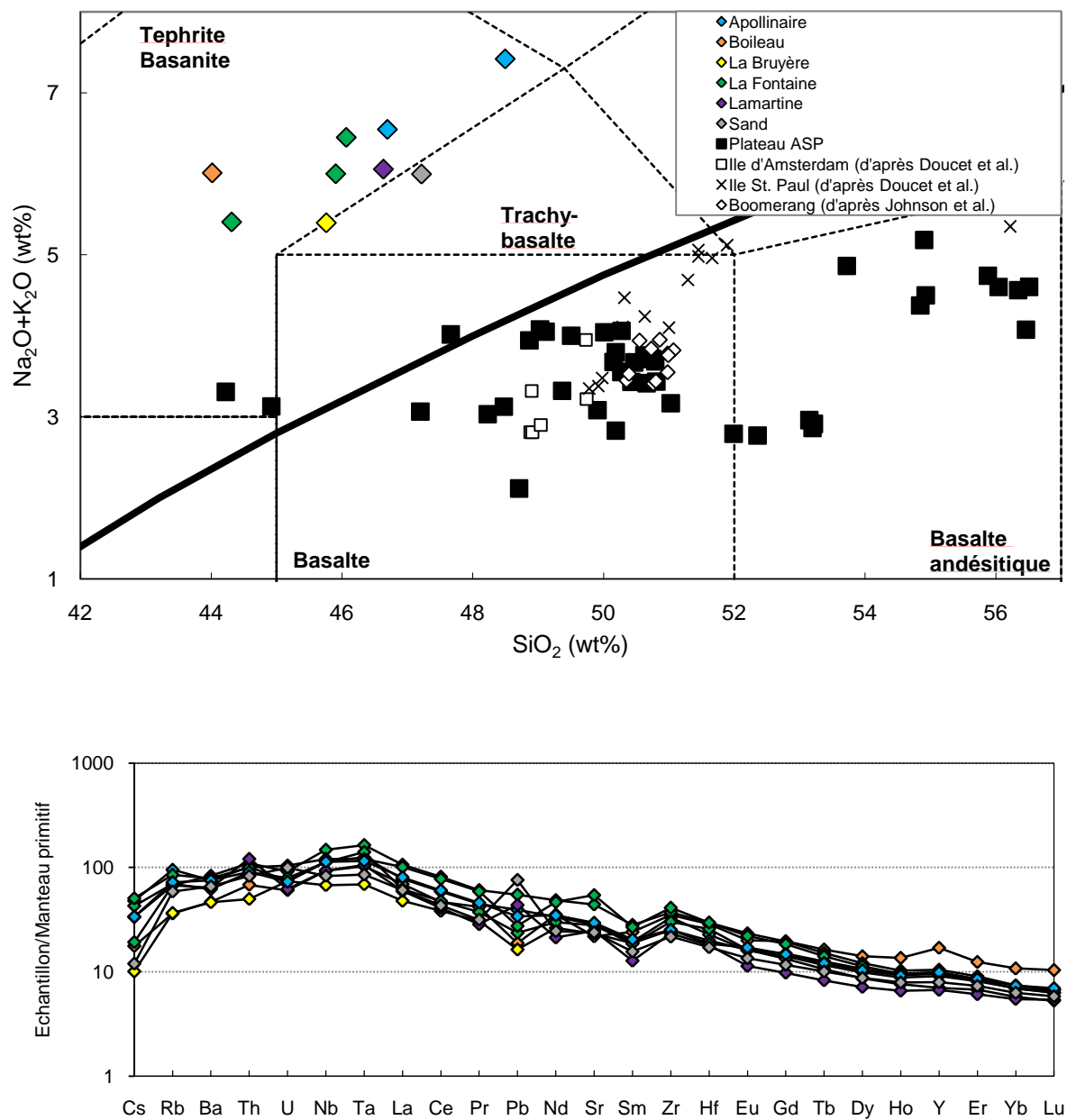
1. LA CHAÎNE DES POÈTES DISPARUS

1.1. Compositions élémentaires

Les compositions des échantillons de la CDP en éléments majeurs et traces sont représentées sur la figure 2-4.

Figure 2-4 :

1. Diagramme TAS (total alkalis vs. Silica d'après Le Bas et al., [1991]. Les échantillons du plateau ASP sont indiqués pour information et représentés par les carrés noirs.
2. Spectre d'éléments trace normalisés au manteau primitif [McDonough&Sun, 1995]. La légende est la même que pour le diagramme TAS.



Les échantillons de la CDP sont des roches de nature alcaline avec des taux d'alcalins allant de 6% à 7,42%. Ils appartiennent aux champs des basanite/téphrite, voire trachy-basalte dans le cas de La Bruyère et Sand. Lorsque plusieurs échantillons sont disponibles pour un même seamount, il apparaît une certaine variabilité. En effet, les échantillons de La Fontaine varient de 44,30% à 46,10% de SiO_2 et ceux d'Apollinaire varient de 46,70% à 48,5% de SiO_2 . La covariance entre leurs concentrations en SiO_2 et en alcalins semble indiquer des processus de cristallisation fractionnée. Il est donc très probable que ces processus se soient également produits pour les autres édifices. Rappelons que la CDP est constituée de deux générations de seamounts (cf. chapitre 1). Cependant, à cette échelle aucune différence significative n'apparaît.

Les éléments en trace semblent indiquer une certaine homogénéité de composition même si quelques différences notables existent. Globalement les différents échantillons présentent un appauvrissement en Cs et en terres rares lourdes (par rapport aux terres rares légères). Cependant, dans le cas de Boileau et La Bruyère cet appauvrissement est moins marqué que pour les autres. Ces deux édifices (définis comme l'ancienne génération de seamount) présentent également un appauvrissement relatif en éléments incompatibles peut-être à relier à un degré de fusion partielle du manteau plus faible. Les échantillons de Lamartine et Sand présentent une anomalie positive en Pb surprenante pour des laves océaniques. Cependant, nous rejetons l'hypothèse d'une contamination extérieure car Sand présente également un enrichissement relatif en U et en Sr et Lamartine un enrichissement en Sr. En effet, bien que ces éléments varient selon des processus différents, ils sont souvent associés au Pb lorsqu'un composant continental est impliqué.

1.2. Compositions isotopiques

Les compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb-Hf des échantillons de la CDP sont représentées sur la figure 2-5. Les échelles des axes de chaque graphique sont identiques à celles des graphiques équivalents pour les échantillons du plateau de manière à permettre une inter-comparaison directe.

Figure 2-5 : Diagrammes isotopiques des échantillons de la CDP. Les échelles utilisées sont les même que pour la figure 2-8. Les données de la littérature telles que présentées en figure 2-3 sont indiquées pour comparaison de même que les nouvelles données du plateau ASP.

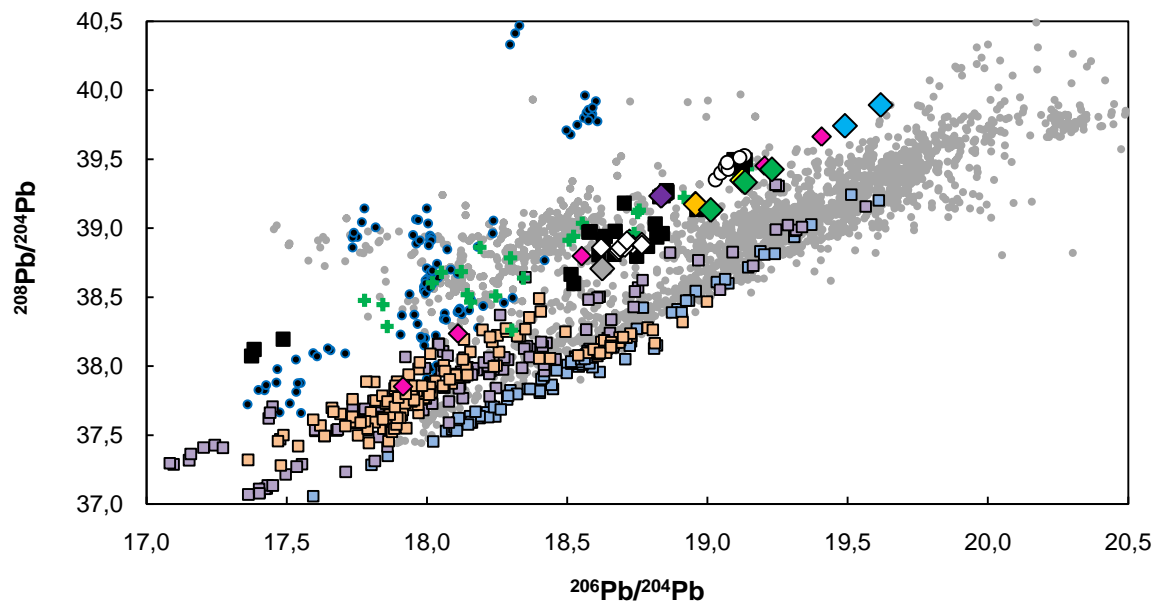
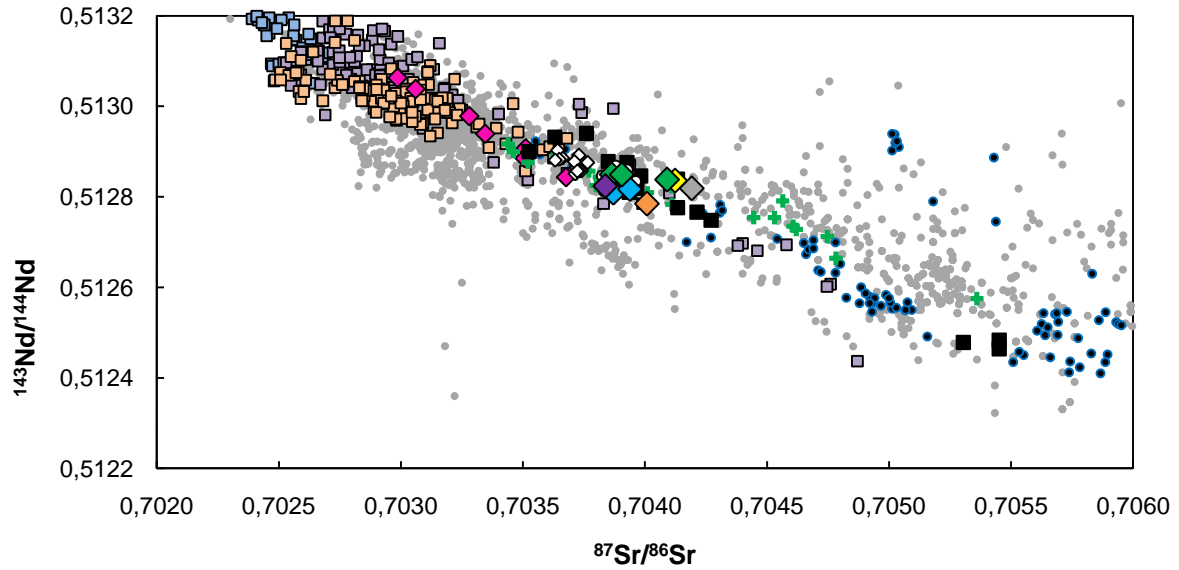
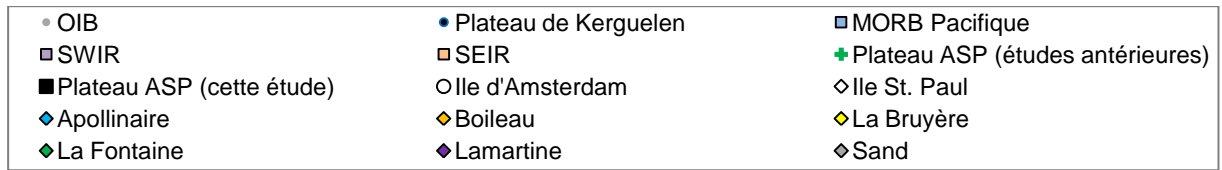
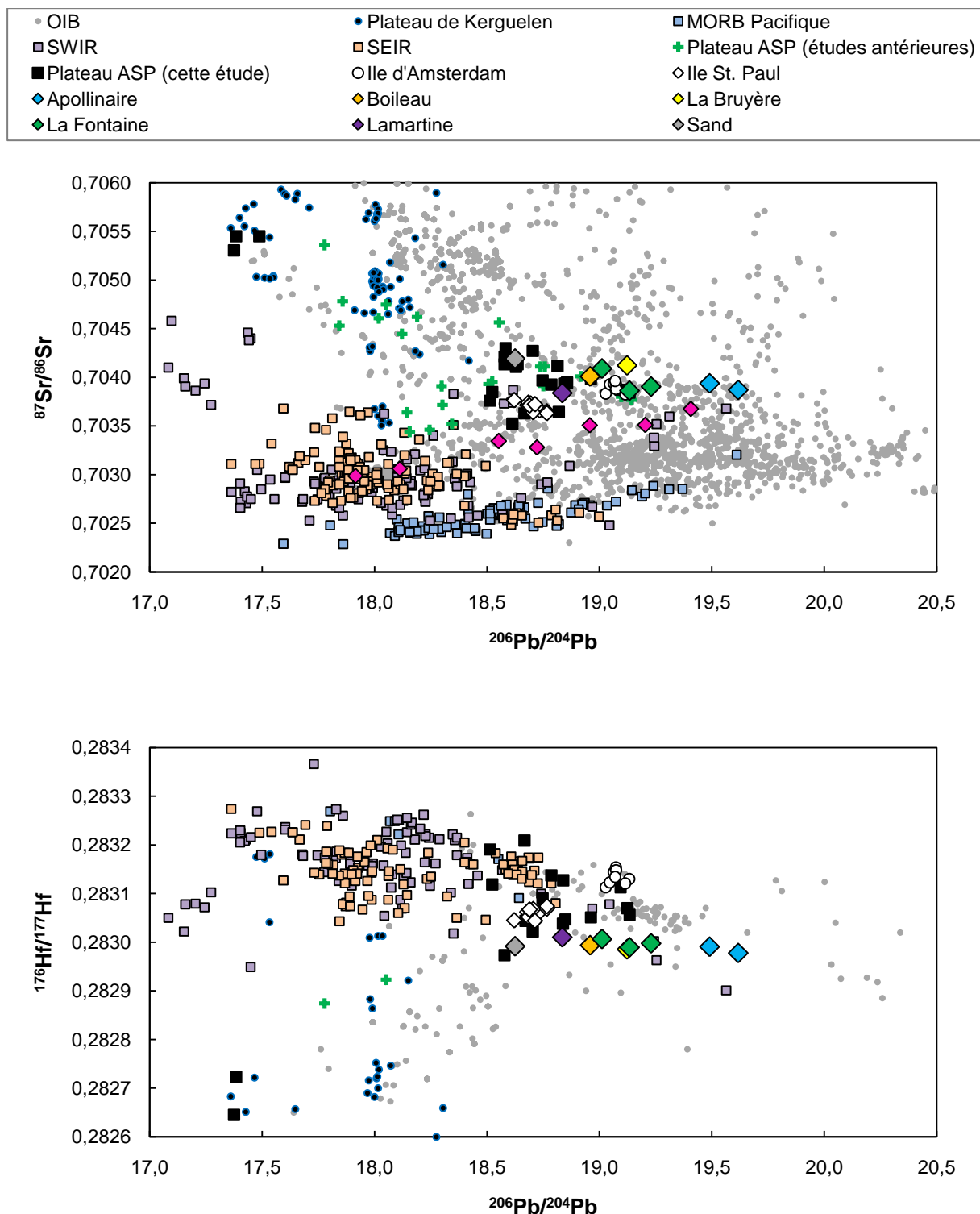


Figure 2-5 (suite) : Diagrammes isotopiques des échantillons de la CDP. Les échelles utilisées sont les mêmes que pour la figure 2-8. Les données de la littérature telles que présentées en figure 2-3 sont indiquées pour comparaison de même que les nouvelles données du plateau ASP.



Les échantillons de la CDP forment un groupe relativement homogène en Sr, Nd et Hf radiogéniques avec :

$$- \quad 0,703864 \text{ (La Fontaine)} < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,7044192 \text{ (Sand)}$$

- $0,512785$ (Boileau) $< {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} < 0,512849$ (La Fontaine) ou $+2,87 < \varepsilon(\text{Nd}) < +4,11$
- $0,282978$ (Apollinaire) $< {}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf} < 0,283010$ (Lamartine) ou $+7,27 < \varepsilon(\text{Hf}) < +8,41$

De plus, les faibles variations observées entre les édifices ne peuvent pas être directement interprétées comme une variabilité à l'échelle de la chaîne. En effet, les trois échantillons du seamount La Fontaine montrent que la variabilité intra-édifice peut être du même ordre de grandeur.

En revanche, les isotopes du plomb éliminent l'idée d'une source homogène pour l'ensemble des édifices avec des compositions variant entre :

- Apollinaire (${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 19,617$ et ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 39,892$) de composition proche du composant C tel que défini par Hanan&Graham [2004] mais enrichie en ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ par rapport au ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$.
- Sand (${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 18,625$ et ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} = 38,707$) de tendance DM, et ayant une composition proche des échantillons de l'île St Paul.

A l'exception de Lamartine, plus riche en ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, l'ensemble des édifices semblent s'aligner sur une tendance passant par ces deux pôles.

2. LE PLATEAU ASP

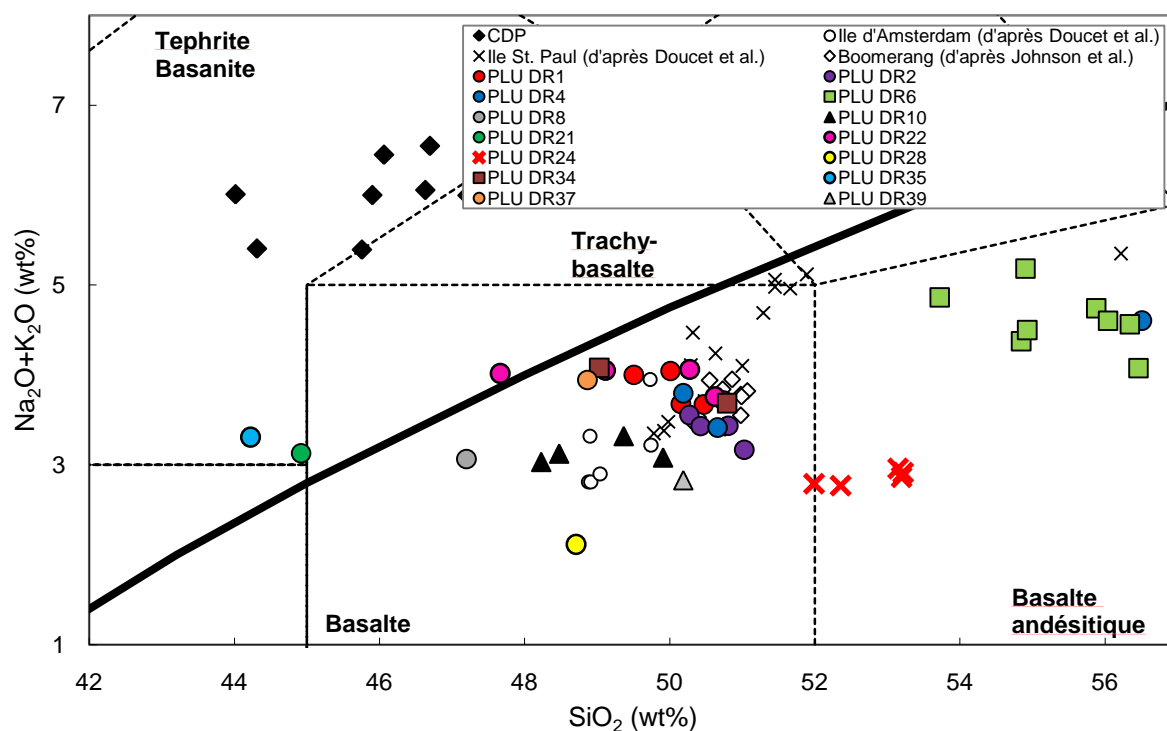
Le plateau ASP est une entité constituée de différentes structures dont les modes de construction sont différents. Sur les diagrammes présentés dans les paragraphes suivants les symboles employés reflètent ces différences.

- Le volcanisme axial du plateau : PLU DR6 et PLU DR34, symbolisés par des carrés
- Le volcanisme hors axe du plateau : PLU DR1, PLU DR 2, PLU DR4, PLU DR 8, PLU DR 22, PLU DR21, PLU DR 28, PLUS DR35 et PLU DR 37, symbolisés par des ronds
- Le volcanisme de zone de fracture : PLU DR 10 et PLU DR 39, symbolisés par des triangles
- PLU DR 24, symbolisé par une croix, appartenant au volcanisme hors axe du plateau mais présentant des caractéristiques isotopiques particulières. Les échantillons de cette drague seront donc présentés et discutés à part.

2.1. Compositions élémentaires

La figure 2-6 représente les laves du plateau placées dans un digramme TAS.

Figure 2-6 : Diagramme TAS (total alkalis vs. Silica d'après Le Bas et al., [1991]). Les échantillons de la CDP sont replacés pour mémoire. Les résultats sont comparés aux données Johnson et al. [2000] et Doucet et al. [2004] sur les structures appartenant au plateau ASP.



Les échantillons du plateau ASP ont des compositions allant de 42,2% à 56,3% en SiO_2 et de 2,12% à 5,18% d'alcalins. Les échantillons des dragues 21, 22 et 35 sont celles à avoir une affinité alcaline. Les autres échantillons appartiennent à la série tholéiitique. Les trois dragues avec des échantillons à tendance alcaline sont situées au sud du plateau, à proximité ou dans le prolongement de la zone de fracture St. Paul. Cependant, d'autres échantillons de la drague 22 ont une composition tholéiitique ce qui traduit une hétérogénéité certaine à l'échelle d'une même drague. Les échantillons du volcanisme hors axe du plateau (symbolisés par des ronds) se répartissent en deux groupes :

- PLU DR8 et PLU DR28 ont une concentration en alcalins plus basse pour une même concentration SiO_2 . Ils sont situés sur la partie australienne du plateau mais à une distance importance de l'axe de la SEIR
- Les autres (à l'exception de ceux précédemment cités), i. e. PLU DR1, PU DR2, PLU DR4, PLU DR37, sont situés dans le champ des basaltes et ont une composition globalement comparable aux îles Amsterdam et St. Paul et au seamount Boomerang.

Les échantillons prélevés à l'axe de la SEIR ainsi que l'un des échantillons de PLU DR4 ont une composition de basalte andésitique, dont nous verrons plus tard qu'elle est liée à des processus cristallisation fractionnée. Enfin, les échantillons PLU DR10 et PLU DR39, formés sur des zones de fractures sont légèrement appauvris en alcalins pour un même taux de SiO_2 par rapport aux échantillons formés plus près de l'axe de la SEIR.

La figure 2-7 représente les spectres multi-élémentaires normalisés au manteau primitif des laves du plateau. Le nombre d'échantillons ainsi que leur variabilité a nécessité un certain tri de manière à les représenter de manière claire. Les dragues sont ainsi représentées sur des diagrammes différents en fonction du mode de construction des structures. Dans le cas du volcanisme hors axe, le nombre d'échantillons nous a obligés à les répartir en deux groupes distincts selon leur localisation géographique.

Figure 2-7 : Spectres d'éléments trace normalisés au manteau primitif [McDonough&Sun, 1995].

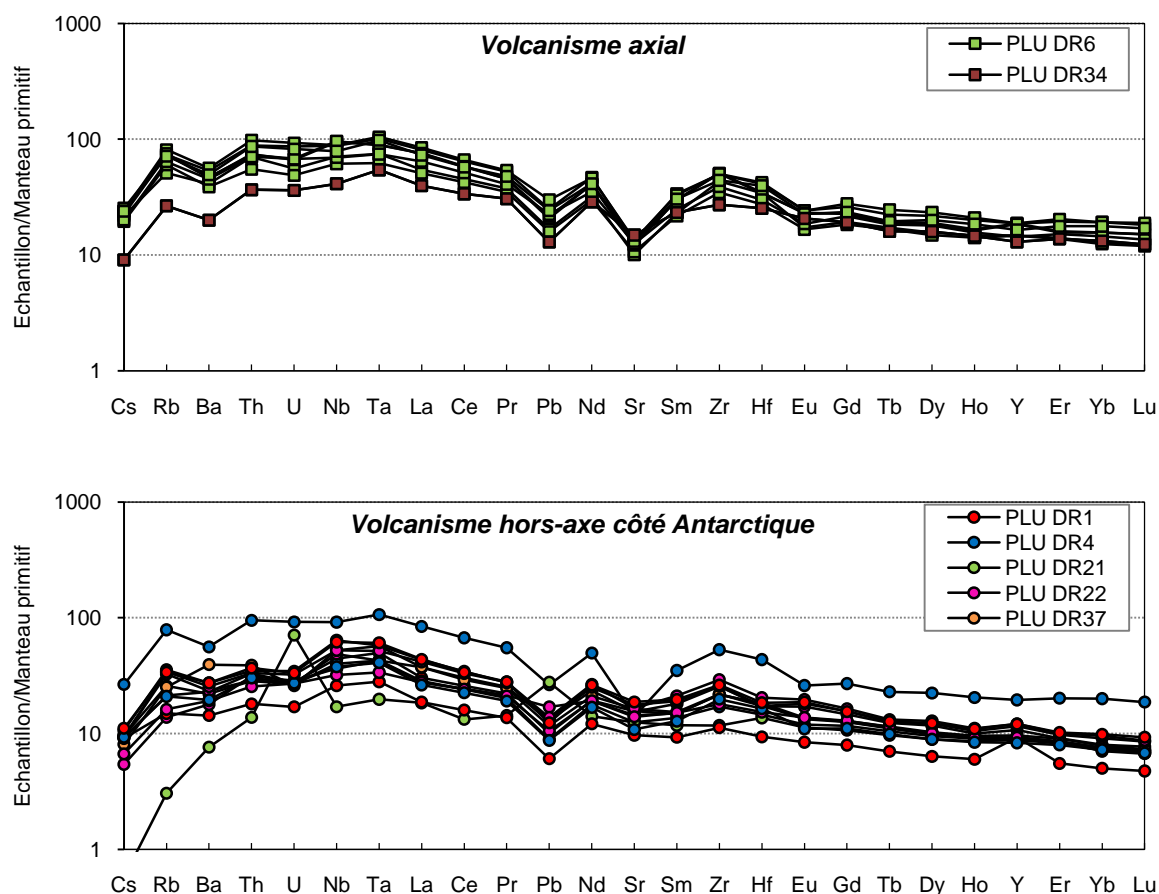
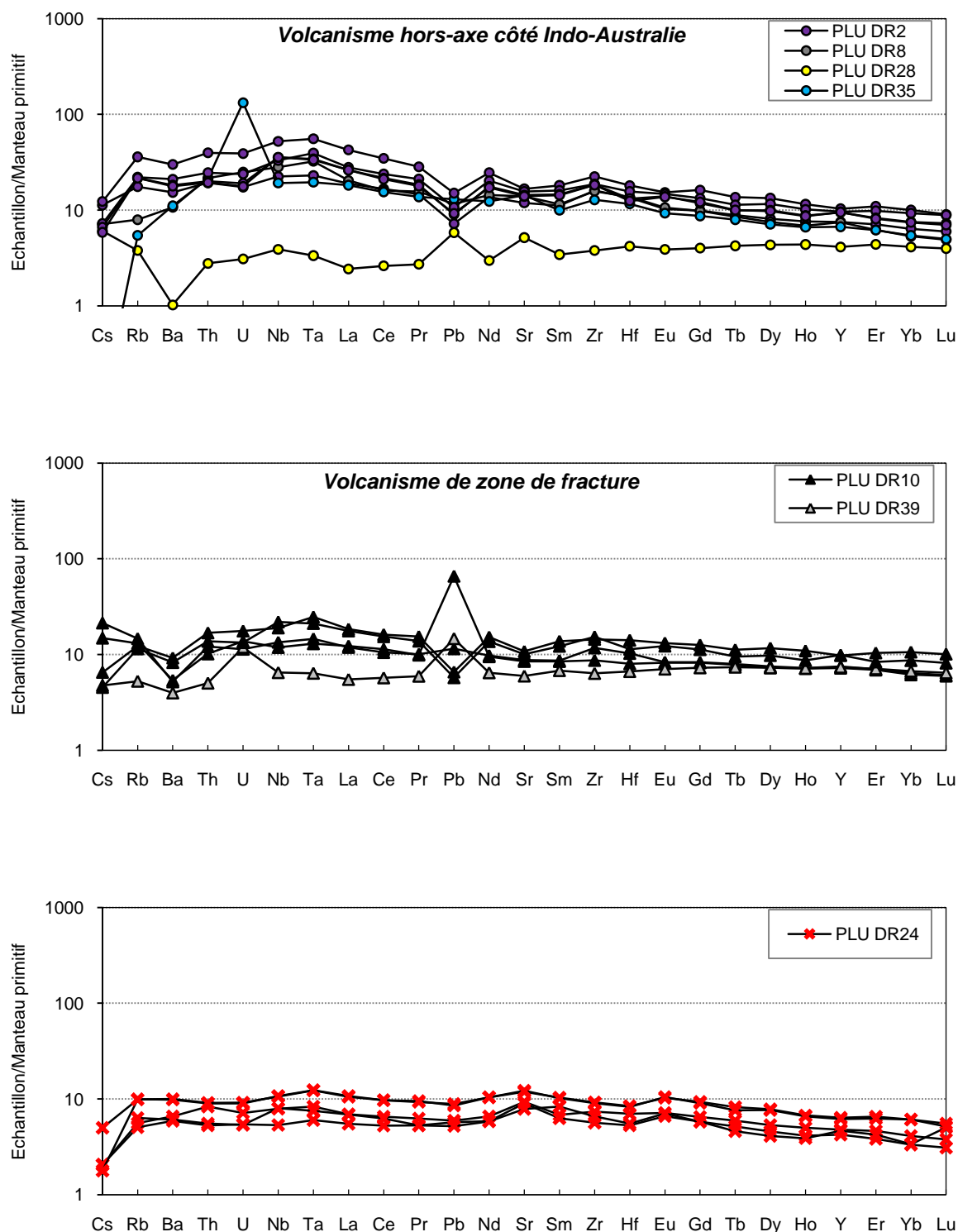


Figure 2-7 (suite) : Spectres d'éléments trace normalisés au manteau primitif [McDonough&Sun, 1995].



Les échantillons des dragues 6 et 34 se sont tous formés à l'axe de la dorsale à des moments différents (PLU DR6 = axe actuel, PLU DR34 = axe il y a 3 Ma). Les différentes spectres apparaissent

comparables ou parallèles ce qui traduit des processus de fusion partielle du manteau et/ou de source comparables.

Les échantillons des dragues 1, 2, 4, 8, 22 et 37 présentent également des spectres comparables entre eux et comparables à ceux des dragues 6 et 34. En d'autres termes, il ne semble pas exister de différences significatives, en termes de composition élémentaire, entre le volcanisme à l'axe et le volcanisme hors-axe. Les échantillons présentent une anomalie négative en Ba (à l'exception de PLU DR37), Pb et Sr.

En ce qui concerne le volcanisme hors axe, les échantillons des dragues 21, 24, 28 et 35 présentent des compositions particulières :

- PLU DR21 et PLU DR 35 sont caractérisés par un fort appauvrissement en éléments incompatibles ainsi que des anomalies positives (plus ou moins marquées) en U et Pb. Cette ressemblance est cohérente avec les observations faites à partir des éléments majeurs.
- PLU DR24 est caractérisé par des légères anomalies positives en Ta, Sr et Eu.
- PLU DR 28 est particulier dans le sens où il présente une composition appauvrie de type N-MORB. Il présente en outre une anomalie négative en Ba ainsi que des anomalies positives en Cs, Pb et Sr.

Les échantillons prélevés le long des zones de fractures sont hétérogènes entre eux et au sein d'une même drague. Notons cependant que tous les échantillons présentent peu de fractionnement entre les éléments par rapport au manteau primitif. PLU DR39 présente des anomalies positives en U et en Pb alors que PLU DR 10 présente une anomalie systématiquement négative en Ba mais variable en Pb.

2.2. Compositions isotopiques

Les compositions isotopiques en Sr-Nd-Pb-Hf des échantillons de la CDP sont représentées sur la figure 2-8.

Figure 2-8 : Diagrammes isotopiques des échantillons du plateau ASP. Les données de la littérature telles que présentées en figure 2-3 sont indiquées pour comparaison de même que les données de la CDP (les données du segment H n'ont pas été représentées pour ne pas surcharger les graphiques).

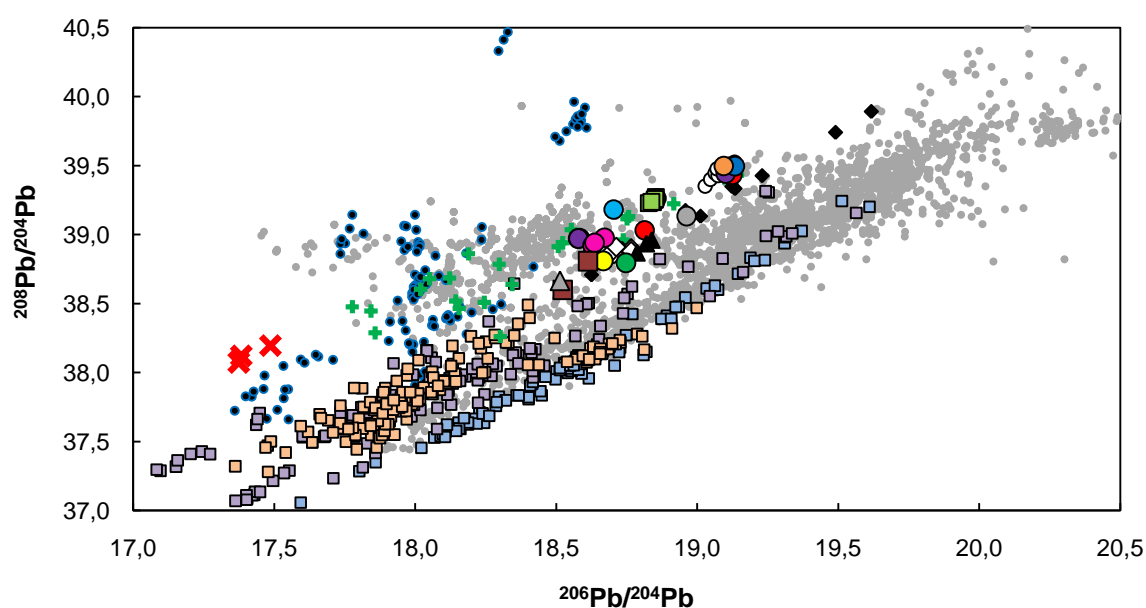
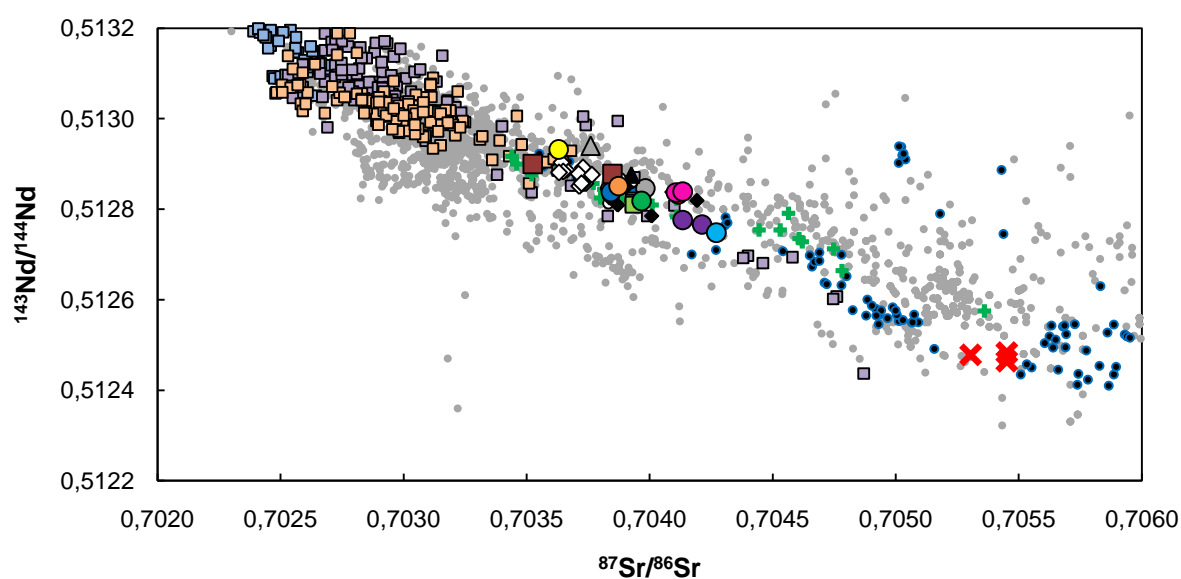
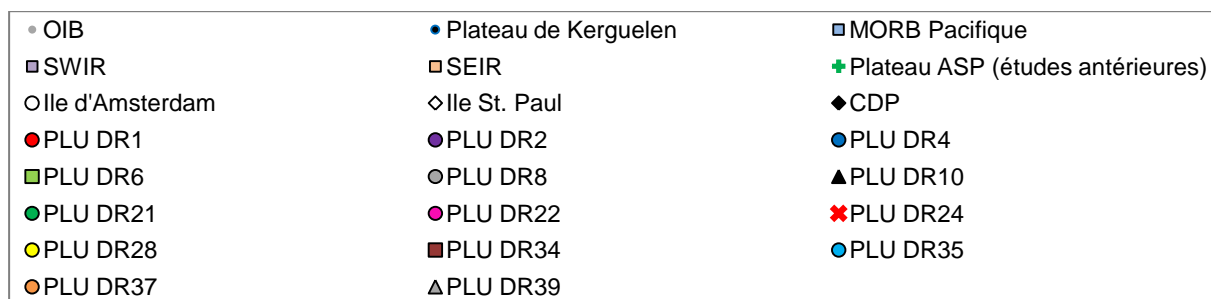
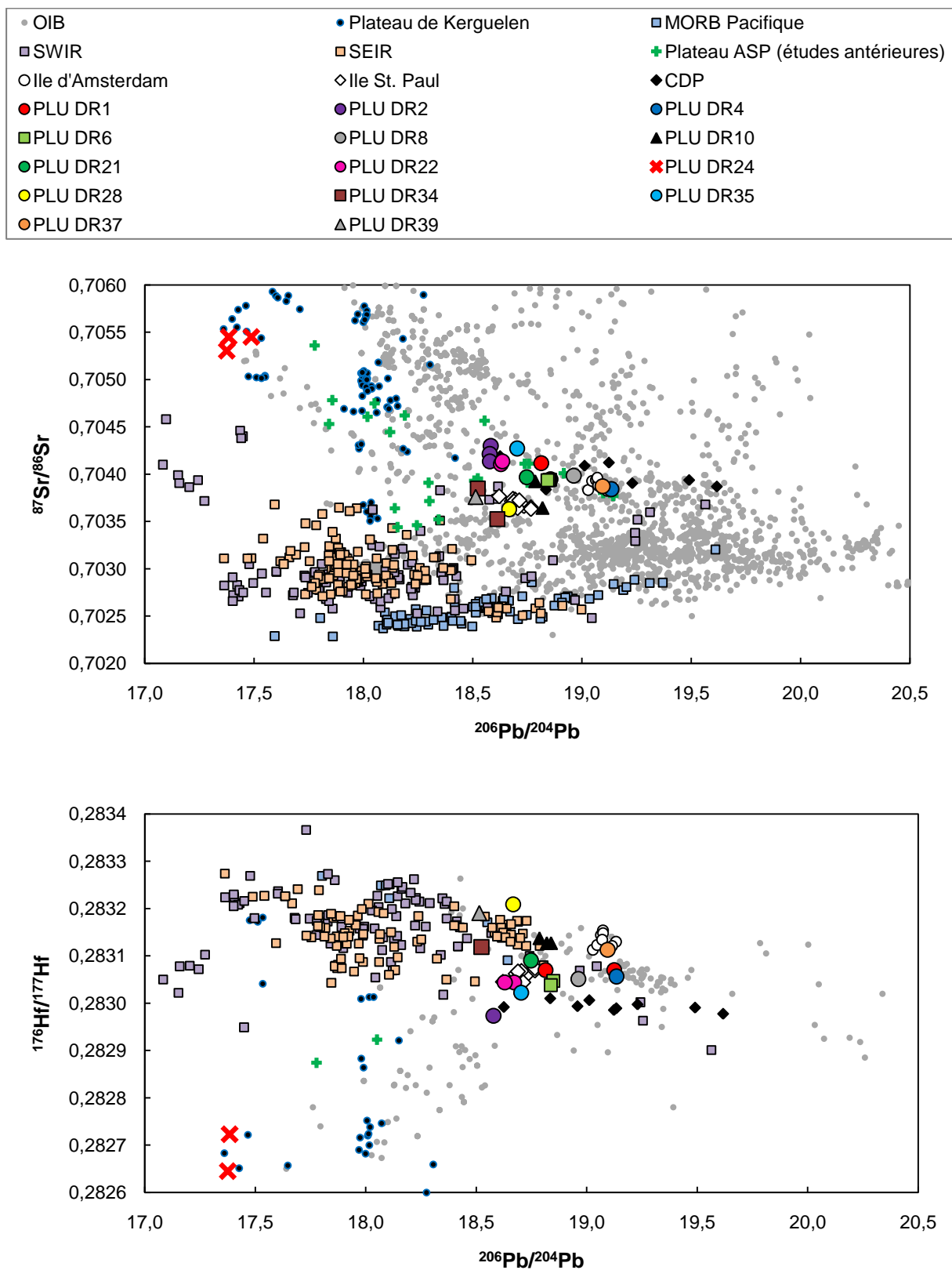


Figure 2-8 (suite) : Diagrammes isotopiques des échantillons du plateau ASP. Les données de la littérature telles que présentées en figure 2-3 sont indiquées pour comparaison de même que les données de la CDP (les données du segment H n'ont pas été représentées pour ne pas surcharger les graphiques).



Les compositions isotopiques obtenues sur les échantillons du plateau ASP sont cohérentes avec celles de la littérature. Il apparaît en outre une grande diversité dans les résultats. L'apparente homogénéité des îles Amsterdam et St. Paul ne se retrouve pas dans les différentes dragues analysées.

D'une manière générale, sur un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, l'ensemble des échantillons se répartissent sur deux trends : (1) entre PLU DR4 et le manteau supérieur Indien et (2) entre PLU DR 4 et PLU DR24. Toutefois, ce n'est qu'en incluant les échantillons de la chaîne qu'il sera possible de déterminer si PLU DR4 correspond bel et bien à un pôle isotopique.

3. PLU DR24

La composition des échantillons de PLU DR24 est apparue tellement particulière en regard des autres qu'il nous a paru nécessaire de discuter de leur origine séparément. En effet, les échantillons de cette drague présentent un fort $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour de faibles $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Nous sommes confiants dans le fait que les échantillons PLU DR24 ne sont pas des éléments rapportés (type drop-stone). En effet, ces analyses regroupent quatre échantillons différents, de roche totale et de verre volcanique, qui sont cohérents entre eux. De plus, les autres échantillons du plateau, ainsi que ceux des segments J1 à I2 de la SEIR [Nicolaysen *et al.*, 2007] définissent pour partie une tendance pointant vers PLU DR24. Les échantillons de PLU DR24 sont donc intégrés dans une logique globale du plateau ASP malgré leur composition extrême.

En outre, ce trend vers PLU DR24 révèle qu'il ne s'agit donc pas du résultat d'un mélange. Au contraire, PLU DR24 représenterait un pôle isotopique particulier participant à l'accrétion au niveau du plateau ASP. Cette composition particulière est proche de celle observée à Pitcairn (Sud pacifique), Walvis Ridge (Atlantique), Kerguelen (Océan Indien) et sur le segment 39°-41°E de la SWIR [Richardson *et al.*, 1982 ; White&Hofmann, 1982 ; Hamelin *et al.*, 1985-1986 ; Mahoney *et al.*, 1992 ; Chauvel et Blichert-Toft, 2001 ; Janney *et al.* 2005 ; Meyzen *et al.* 2005] et tend vers le pôle EM1 [Zindler&Hart, 1986]. La signification de cette composition particulière sera discutée dans paragraphe III. 2.

III. LE PLATEAU ASP, PÔLES ET MÉLANGES

Nous avons vu précédemment que beaucoup de MORB de l'océan Indien ont une signature géochimique particulière, reflétant l'influence de l'anomalie DUPAL. Les échantillons du plateau ASP n'ont pas la composition de MORB Indiens « classiques » et reflètent l'influence d'au moins un agent extérieur. Sur la base d'un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 2-9), les échantillons du plateau ASP peuvent être séparés en deux groupes qui seront d'abord traités séparément :

- Le trend dit « ASP-DM » = PLU DR10, PLU DR14, PLU DR15, PLU DR16, PLU DR21, PLU DR28, PLU DR30, PLU DR32, PLU DR34, PLU DR39 ainsi que l'île St. Paul
- Le trend dit « ASP-DR24 » = PLU DR1, PLU DR2, PLU DR4, PLU DR6, PLU DR19, PLU DR22, PLU DR35, PLU DR 37 ainsi que l'île d'Amsterdam.

***NB:** Dans les paragraphes suivants, les différents rapports isotopiques ne seront pas tous systématiquement utilisés. En effet, de manière à ne pas submerger le lecteur d'informations, nous avons fait le choix de les faire intervenir à l'endroit le plus opportun, et lorsqu'ils apportent une véritable contrainte sur la problématique d'ensemble.*

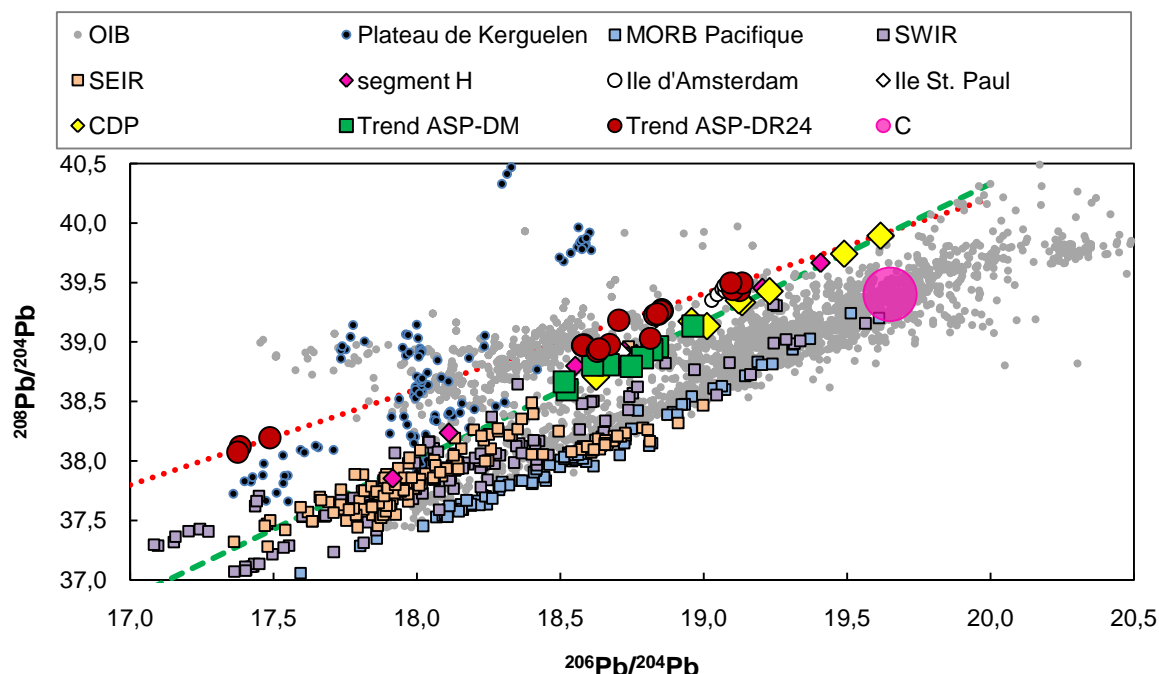


Figure 2-9: Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les échantillons du plateau ASP s'alignent sur 2 droites différentes avec des échantillons intermédiaires entre les deux :

- Le trend ASP-DM d'équation $y = 1,161x + 17,11$ ($R^2 = 0,982$) (en vert)
- Le trend ASP-DR24 d'équation $y = 0,804x + 24,13$ ($R^2 = 0,982$) (en rouge)

1. LE DM INDIEN ET L'INFLUENCE D'UN POINT CHAUD

Dans un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ les échantillons du plateau ASP s'écartent clairement du champ des MORB Indiens et s'étendent vers une composition plus radiogénique en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. De ce fait, une autre source doit être impliquée dans sa formation. Le point chaud ASP étant la cause première de la formation de la CDP, ces édifices doivent refléter en priorité la composition du panache associé. Dans un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 2-9), à l'exception du volcan Lamartine, l'ensemble des édifices de la CDP se place sur une droite de mélange dont les pôles extrêmes correspondent aux compositions des volcans Apollinaire et Sand avec respectivement $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,617$ et $18,625$. Cette droite de mélange (en vert sur la figure 2-9), d'équation $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1,162 \ ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} + 17,11$ ($R^2 = 0,982$), correspond au premier trend reconnu parmi les échantillons du plateau. Elle traduit directement le mélange entre le manteau supérieur Indien et le point chaud ASP. Nous appellerons donc ce trend « ASP-DM ». Par rapport aux autres OIB, ce trend montre un enrichissement en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné. La composition du pôle ASP sera discutée dans le paragraphe IV.

La CDP est constituée de deux générations de seamounts, (1) Boileau et La Bruyère, formés il y environ 8Ma au cours de l'activité intraplaque du panache et (2) les autres, formés durant les deux derniers Ma, et dus à un nouveau pulse du point chaud [Janin et *al.*, sous presse ; Maia et *al.*, accepted]. Il est intéressant de noter que l'édifice ayant la composition isotopique de Pb la plus enrichie est également celui qui est le plus jeune (i. e. Apollinaire). Ce n'est donc pas Boileau et La Bruyère, formés en contexte intraplaque « pur » qui ont la composition la plus proche du panache. Il a été montré que lorsqu'une dorsale et un panache sont situés à proximité l'un de l'autre, une fraction du panache peut migrer sous forme solide [Schilling, 1991] ou liquide [Braun&Sohn, 2003] vers la ride via des chenaux sub-lithosphériques. Cependant, quand la dorsale se rapproche du point chaud le mouvement de la plaque sus-jacente s'oppose à la migration du matériel du point chaud. Cela rend donc l'interaction plus difficile à s'établir comme cela a été montré dans le système Fondation-PAR [Maia et *al.*, 2001]. Maia et *al.* [2001] ont également mis en évidence une hétérogénéité des édifices formés à proximité d'une ride avec des compositions aussi bien enrichies qu'appauvries. Dans notre cas, l'ancienne génération de seamount s'est formée à une distance plus proche de la SEIR que la jeune génération. Nous supposons donc qu'au moment de la construction de Boileau et La Bruyère l'interaction entre les deux centres d'accrétion, et donc l'échange de matière, avait déjà débuté. La jeune génération de seamounts est le résultat d'un pulse dans l'activité du panache alors situé au niveau de l'axe actuel de la SEIR [Maia et *al.*, submitted]. Le panache s'est alors en partie épanché sous la lithosphère du plateau ASP jusqu'à engendrer la formation de seamounts au NE de celui-ci.

Durant cet épanchement, le matériel du point chaud a pu entraîner du manteau appauvri environnant et se mélanger avec lui de manière plus ou moins efficace. La forte variabilité de composition observée au sein d'un même volcan (i.e. La Apollinaire ou Fontaine) peut signifier que le mélange entre le panache et le manteau environnant s'est fait de manière imparfaite, à la manière d'un « marble cake » [Allègre&Turcotte, 1986], et à très petite échelle. Nous n'avons pas d'argument véritable pour déterminer si le mélange s'est réalisé à l'état solide ou liquide mais l'échelle des hétérogénéités nous incite à préférer un mélange à l'état solide. En effet, un mélange à l'état liquide aurait engendré une homogénéisation plus rapide et sans doute moins de variabilité de composition.

2. ASP-DM ET L'INFLUENCE DE PLU DR24

Dans ce même diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 2-9) les autres échantillons du plateau ASP s'écartent du trend ASP-DM vers une composition encore plus radiogénique en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour un même $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. L'enrichissement en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est exprimé par le $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* > 1$. Le $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ est défini par $[(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - 29,475] / [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - 9,307]$ et correspond à l'accumulation de Pb radiogénique dans un échantillon corrigé de la présence de Pb primordial [Allègre *et al.*, 1986 ; Galer et O'Nions, 1985]. Ces laves ont un $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* > 1$ avec $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ maximum ($\approx 1,07$) mesuré pour PLU DR24. Certains de ces échantillons s'alignent sur une droite de mélange dont les pôles extrêmes correspondent aux compositions du volcan Apollinaire et de PLU DR 24. Nous avons vu précédemment que les échantillons des segments I2, J1 et J2 de la SEIR s'alignaient également en pointant vers PLU DR24 [Nicolaysen *et al.*, 2007]. Cette tendance est identique à celle observée entre Apollinaire et PLU DR24 à partir de nos échantillons, les laves formées au niveau des segments I2, J1 et J2 reflètent donc également un mélange de type ASP - PLU DR24.

Nous avons indiqué précédemment que la composition de PLU DR24 se rapprochait du pôle EM1 défini par Zindler&Hart [1986]. Cette anomalie en $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ traduit un découplage entre l'isotope ^{208}Pb et les autres. L'isotope ^{208}Pb dérivant du thorium (^{232}Th), ce découplage peut être interprété comme le résultat d'un fractionnement ancien entre le Th et l'U. Dans le cas d'EM1, ce découplage a été interprété de différentes façons. Les sédiments pélagiques sont caractérisés par de fort Th/U [Ben Othman *et al.*, 1989 ; Planck&Langmuir, 1998] menant à l'idée que cette signature était liée au recyclage de sédiments pélagiques $> 2\text{Ga}$ [White et Hofmann, 1982 ; Weaver, 1986, Eisele *et al.*, 2002]. Récemment, Salters&Sachi-Kocher [2010] ont proposé qu'un épisode de métasomatisme il y a plus de 4Ga pouvait également expliquer cette composition. Le $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de PLU DR24 est très

élevé par rapport au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (respectivement 15,566 pour 17,375) et traduit l'isolement d'un réservoir relativement ancien. La composition et l'origine de PLU DR24 seront discutées spécifiquement dans le paragraphe V mais cet élément temporel sera à prendre en compte.

Les échantillons du trend ASP-DR24 défini à partir des isotopes du Pb ont en outre la caractéristique d'être appauvri en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ par rapport à ceux du trend ASP-DM. De plus, un diagramme $1/\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figure 2-10) révèle que les échantillons du trend ASP-DR24 (ronds rouges) sont décalés vers de hautes valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, à $1/\text{Sr}$ constant, par rapport aux échantillons du trend ASP-DM (carrés verts). Cela qui indique encore une fois l'influence de PLU DR24 (croix bleues).

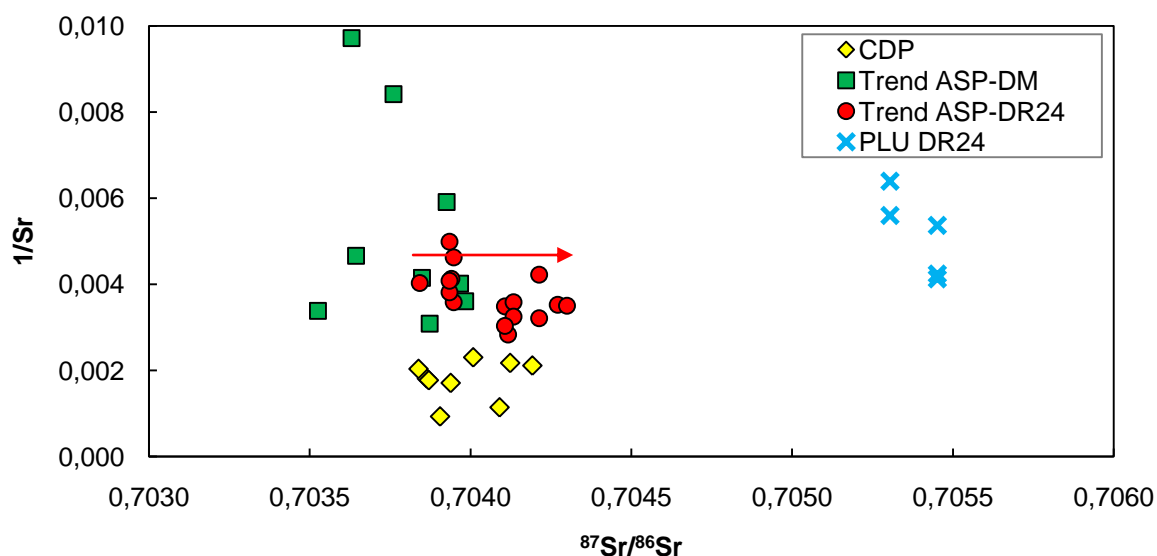


Figure 2-10: $1/\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ montrant l'influence de PLU DR24 sur les laves du plateau avec un décalage vers un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus important à Sr constant pour les échantillons du trend ASP-DR24 par rapport au trend ASP-DM

Ainsi, les laves du plateau ASP sont probablement le résultat d'un mélange à trois composants : (1) le DM Indien, (2) le panache ASP, et (3) PLU DR24, dont on peut se demander s'il s'agit d'un composant apporté par la panache lui-même, ou bien s'il est présent dans le manteau supérieur.

La répartition géographique des échantillons du trend ASP-DR24 n'est pas aléatoire. A l'exception du volcan Lamartine, ils sont tous situés sur la partie la plus actuelle et la plus épaisse du plateau [Maia *et al.*, accepted]. L'épaisseur du plateau est directement liée à la hausse de la production magmatique causée par l'interaction entre la SEIR et un pulse du panache ASP. Farnetani&Hofmann [2009] ont modélisé les flux de matière à l'intérieur d'un panache d'origine

profonde et ont mis en évidence que le recyclage de matériel crustal entraîne la formation de filaments dans le panache au fur et à mesure de son ascension. La répartition spatiale des échantillons influencés par PLU DR24 pourrait donc être liée à l'expression « en surface » d'un filament de composition particulière. Le volcan Lamartine a été construit, en périphérie du plateau. Il est lié au dernier pulse du panache ASP (édifice daté à 1,04Ma, pour rappel), tout comme la partie la plus épaisse du plateau. L'arrivée en surface de ce filament particulier à la faveur d'un pulse pourrait donc expliquer la composition particulière du volcan Lamartine. La partie la plus épaisse du plateau s'est formée durant les trois derniers Ma et correspond à la phase la plus active de l'interaction entre le panache et la dorsale. Ito *et al.* [2003] ont montré que, dans ce cas de figure, le point chaud dominait totalement le bilan magmatique du volcanisme à l'axe. Les phases de volcanisme à l'axe sont représentées par PLU DR6, phase actuelle, et PLU DR34, phase plus ancienne (3 Ma). Il y a 3 Ma les deux centres d'accrétion (dorsale et panache) étaient déjà connectés mais PLU DR34 a une composition qui tend vers le manteau appauvri Indien, et non pas vers le panache ASP. L'âge de la formation de PLU DR34 correspond à une période plus calme magmatiquement (i. e. entre les deux pulses du panache) ce qui expliquerait que la signature du point chaud y soit moins prononcée. En revanche, PLU DR6 correspond à l'activité actuelle avec un pulse du panache en cours. Dans le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 2-8 et 2-9) ces échantillons se placent sur le trend ASP-DR24, mais plus proche du pôle ASP que de PLU DR24. Les échantillons PLU DR24 proviennent quant à eux d'un édifice construit hors-axe il y a moins de 2Ma. Ce n'est pas donc à l'axe, où le point chaud domine le bilan magmatique, que la signature de PLU DR24 est la plus prononcée. Le pulse ayant engendré la construction du volcan Lamartine est également à l'origine des édifices Apollinaire, Sand et La Fontaine. Ces édifices ont quant à eux des compositions situées sur le trend ASP-DM. Si le composant à l'origine de la composition de PLU DR24 était présent dans le panache il semblerait logique d'en voir également des traces dans les laves de ces volcans, or ce n'est pas le cas. Cela tend donc à montrer que le composant à l'origine de PLU DR24 serait au contraire situé dans le manteau supérieur.

L'analyse des laves du segment H de la SEIR (situé directement au nord du plateau ASP – voir figure 2-11) va également le sens d'une localisation du composant à l'origine de PLU DR24 dans le manteau supérieur. Nicolaysen *et al.* [2007] ont mis en évidence que les laves de ce segment étaient les plus proches d'une composition de type point chaud avec des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^3\text{He}/^4\text{He}$ plus élevés que sur le plateau lui-même (données d'He de Graham *et al.* [1999]) comme le montre la figure 2-12. Les échantillons de ce segment se placent également sur le trend ASP-DM. Si l'influence de PLU DR24 était liée au panache il semble difficile de concevoir que les laves du segment H, dont la composition est proche du point chaud, n'en révèlent aucunes traces non plus.

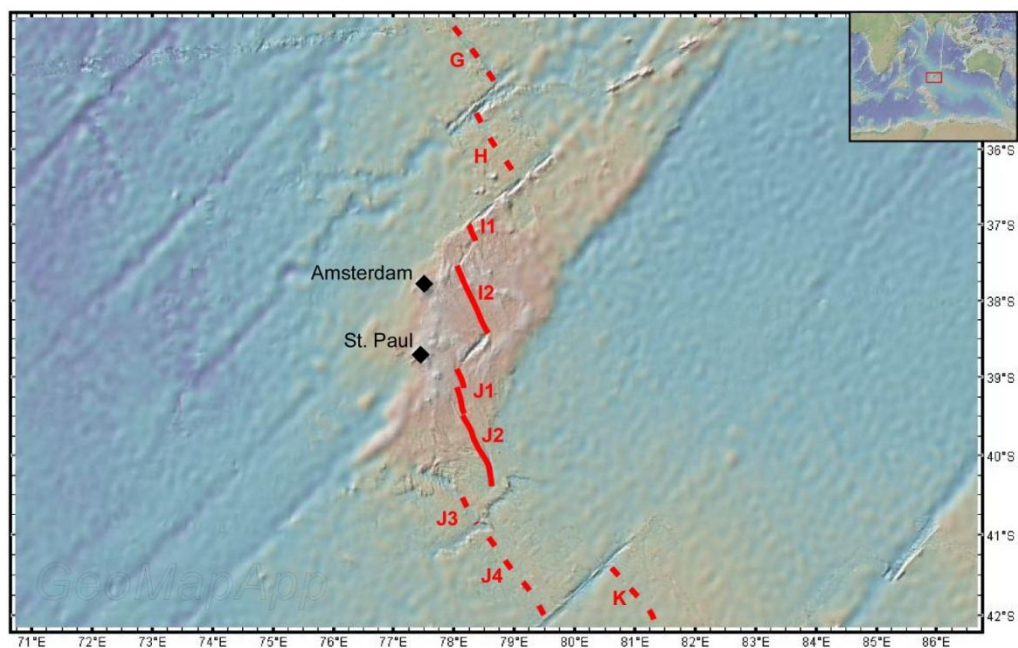
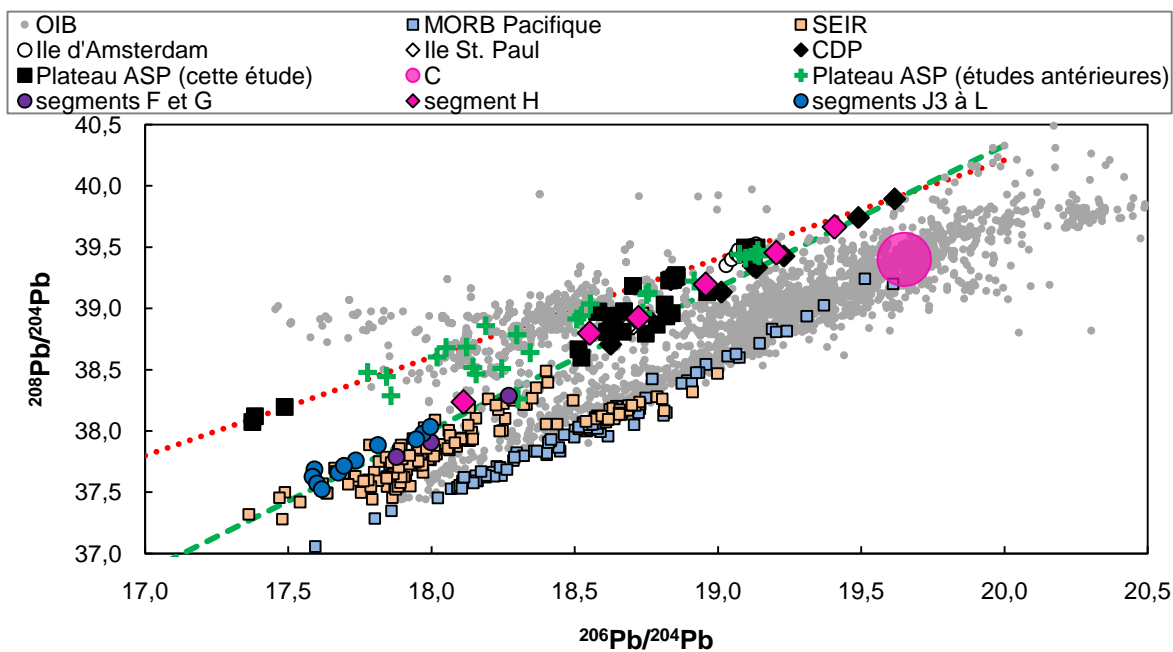
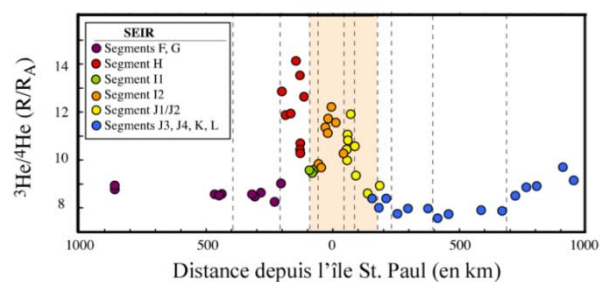


Figure 2-11: carte des segments de la SEIR à proximité du plateau ASP

Figure 2-12: Lien entre $^3\text{He}/^4\text{He}$ et distance à l'île St. Paul tiré de Nicolaysen et al. [2007]. Le segment H est le plus riche a le plus fort $^3\text{He}/^4\text{He}$ et est le plus proche du panache ASP en terme de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$



Nous supposons donc que le composant source de PLU DR24 est situé de manière hétérogène dans le manteau supérieur Indien, élément qui sera également à prendre en compte lorsque nous discuterons de sa composition et de son origine.

En conclusion de cette partie, les laves du plateau ASP et de la CDP reflètent donc deux influences différentes sur le manteau supérieur Indien : (1) le panache ASP et (2) un composant type PLU DR24 particulièrement enrichi en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné). Les deux paragraphes suivants (IV. et V.) vont donc s'attacher à définir quelles sont les compositions et les origines de chacun de ces deux pôles.

IV. CARACTÉRISATION DU POINT CHAUD ASP

1. EXPRESSION DU PANACHE ASP, POURQUOI SOUS LE SEGMENT H ?

Au vu du paragraphe précédent, la première question que l'on peut se poser est pourquoi le point chaud ASP s'exprime-t-il de manière plus prononcée au niveau du segment H de la SEIR qu'au niveau des segments traversant le plateau ASP ?

On peut a priori exclure une localisation du panache sous ce segment car l'augmentation de température associée aurait engendré la formation d'un plateau océanique. Il peut donc s'agir d'une migration du matériel du panache vers ce segment. Nous avons montré précédemment que les pulses du point chaud engendraient un épanchement sous le plateau et la formation de structures en périphérie. L'axe d'une dorsale est une limite de plaque et représente donc une zone qui favorise l'épanchement de lave en surface par rapport à un plateau épaissi, au même titre qu'une zone de fracture ou qu'une limite diffuse de plaque. De ce fait, lors d'un pulse, le matériel du point chaud aurait tendance à migrer à la faveur des zones de fracture (comme le montrent les édifices construits sur la zone de fracture d'Amsterdam) et à s'épancher le long de l'axe adjacent. Le segment J3 de la SEIR, adjacent au plateau vers le sud ne présente cependant aucune trace de contamination par le point chaud ASP comme le montre la figure 2-12 [Nicolaysen *et al.*, 2007]. De plus il n'y a pas d'édifices secondaires bâtis sur la zone de fracture St. Paul, contrairement à celle d'Amsterdam. Ceci signifie que le matériel du point chaud s'épanche préférentiellement vers le nord. Il est donc probable que le matériel du point chaud ait été entraîné vers le nord à la faveur de flux asthénosphérique [Behn *et al.*, 2004].

Le lien entre les laves du segment H et les pulses du point chaud ASP peut être contraint par l'analyse du volcanisme hors-axe de ce segment. Le volcan Villon est situé au nord de la CDP et de la zone de fracture d'Amsterdam, sur la croûte produite par le segment H. Sa composition est proche des échantillons à tendance manteau appauvri du plateau ASP et est daté à environ 4 Ma (R. Montigny et J-Y Royer, pers. comm.). Cela signifie qu'il a été construit durant une période de faible activité du point chaud et qu'à cette même époque le manteau sous le segment H était de nature appauvri. C'est donc une autre évidence que les pulses du point chaud ont une influence discontinu sur la composition des laves émises le long du segment H de la SEIR.

2. COMPOSITION DU PANACHE ASP, LIEN AVEC UN RECYCLAGE PROFOND

Des études antérieures [Doucet *et al.*, 2004 ; Nicolaysen *et al.*, 2007] ont montré que les laves associées au point chaud ASP montraient une variabilité isotopique significative en partie interprétée comme une hétérogénéité du panache. Nous pensons au contraire que cette variabilité est directement liée au manteau environnant. En effet, les deux tendances définies précédemment 'ASP-DM et ASP-DR24 pointent toutes les deux vers un pôle unique. La variabilité observée dans les laves du plateau s'expliquerait donc par un mélange entre un pôle ASP extrême et relativement homogène et un manteau supérieur plus ou moins contaminé par la signature de PLU DR24.

Nicolaysen *et al.* [2007] ont conclu que la composition des laves du plateau pouvait s'expliquer par un mélange à trois pôles : (1) le composant C des points chauds défini par Hanan&Graham [1996], (2) le DM indien et (3) l'anomalie DUPAL. Nos résultats ne sont en pas accord avec leurs interprétations. Le point chaud ASP semble au contraire représenter un pôle isotopique, et non pas être le résultat d'un mélange entre le composant C et l'anomalie DUPAL. Si la composition des échantillons de la CDP et du plateau étaient liées à une contamination par l'anomalie DUPAL à partir du composant C les échantillons devraient présenter une certaine variabilité en fonction de la proportion du mélange. C'est ce que l'on peut observer avec l'influence de PLU DR24 où certains échantillons ont des compositions intermédiaires entre les trends ASP-DM et ASP-DR24. Au contraire, les échantillons de la CDP s'alignent avec ceux du plateau non (ou peu) influencés par le caractère PLU DR24, et l'ensemble s'aligne parfaitement vers la composition d'Apollinaire. Il est donc plus légitime d'imaginer un pôle ASP d'origine profonde, ayant une composition plus ou moins homogène, et extrême sur le trend ASP-DM (Figure 2-10).

Les échantillons de la CDP montrent des compositions relativement homogènes en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, le maximum de variabilité étant observé au niveau des compositions isotopiques en Pb. Le terme du pôle ASP a donc pour composition moyenne : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7039$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \approx 0,5128$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} \approx 0,2830$. Pour les isotopes du Pb, les régressions linéaires tracées entre les termes extrêmes des trends observés se croisent à $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 19,7$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \approx 40$. Nous considérons donc cette composition comme celle du pôle ASP la plus probable.

La variabilité observée en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les échantillons de la CDP, par rapport aux autres systèmes isotopiques, suggère un processus ayant engendré un fractionnement plus important de l'U et du Th par rapport au Pb que pour les autres couples père-fils. Le pôle ASP est caractérisé par un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ important mais surtout un enrichissement en $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ par rapport au composant C. Les sédiments pélagiques sont caractérisés par des Th/U forts et (U-Th)/Pb faibles [Ben Othman *et al.*, 1989 ; Plank&Langmuir, 1998] et évoluent donc vers une composition peu radiogénique en Pb mais avec un enrichissement significatif en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Johnson&Plank [1999] ont montré de manière expérimentale que durant la subduction d'une fraction sédimentaire le Pb était massivement perdu par rapport à l'U et au Th. Ainsi, les sédiments résiduels acquièrent de forts U/Pb et Th/Pb et peuvent évoluer vers une composition très radiogénique en Pb [Chauvel *et al.*, 1992]. Géodynamiquement il est difficile de concevoir que des sédiments pélagiques puissent être incorporés seuls par subduction dans le manteau. Chauvel *et al.* [1992] ont montré que même pour un faible rapport sédiments/basaltes la composition isotopique du Pb était dominée par celle des sédiments. Un mélange croûte océanique+sédiments pélagiques évoluent donc vers un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faible et des $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus fort qu'une croûte océanique seule. En d'autres termes, un mélange croûte océanique+sédiments pélagiques évolue donc vers un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus faible et des $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus fort qu'une composition de type HIMU, ce qui correspond à la composition du pôle ASP dans l'espace isotopique du Pb.

Durant la subduction, le Rb est un élément très mobilisé par les fluides ce qui entraînent une diminution du Rb/Sr [Kelley *et al.*, 2005]. De ce fait, le recyclage de croûte océanique+sédiments pélagiques n'engendre pas une évolution vers un fort $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Enfin, en l'absence de grenat résiduel, le système isotopique Lu-Hf se comporte de la même façon que le système Sm-Nd. Il en résulte donc une forte corrélation entre les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$. Le « mantle array » correspond à la corrélation entre OIB et MORB, i. e. à l'évolution mantellique, et est défini par $\varepsilon(\text{Hf}) = 1,59 \varepsilon(\text{Nd}) + 1,28$ [Chauvel *et al.*, 2008] (avec $\varepsilon(\text{Hf}) = (^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{mesuré}} / ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}} - 1) * 10000$ et $\varepsilon(\text{Nd}) = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}} / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} - 1) * 10000$). Dans un

diagramme $\epsilon(\text{Hf})$ vs. $\epsilon(\text{Nd})$ (figure 2-13), les échantillons de la CDP s'écartent du « mantle array » avec une légère diminution $\epsilon(\text{Nd})$ par rapport au $\epsilon(\text{Hf})$. Les sédiments présentent également un faible Sm/Nd pour un fort Lu/Hf ce qui tend à découpler les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ au cours du temps et à dévier les échantillons vers des valeurs plus basses en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Patchett *et al.*, 1984, Vervoort *et al.*, 1999]. Là encore, cette observation est compatible avec une source du panache ASP de type croûte océanique+sédiments pélagiques recyclés dans le manteau.

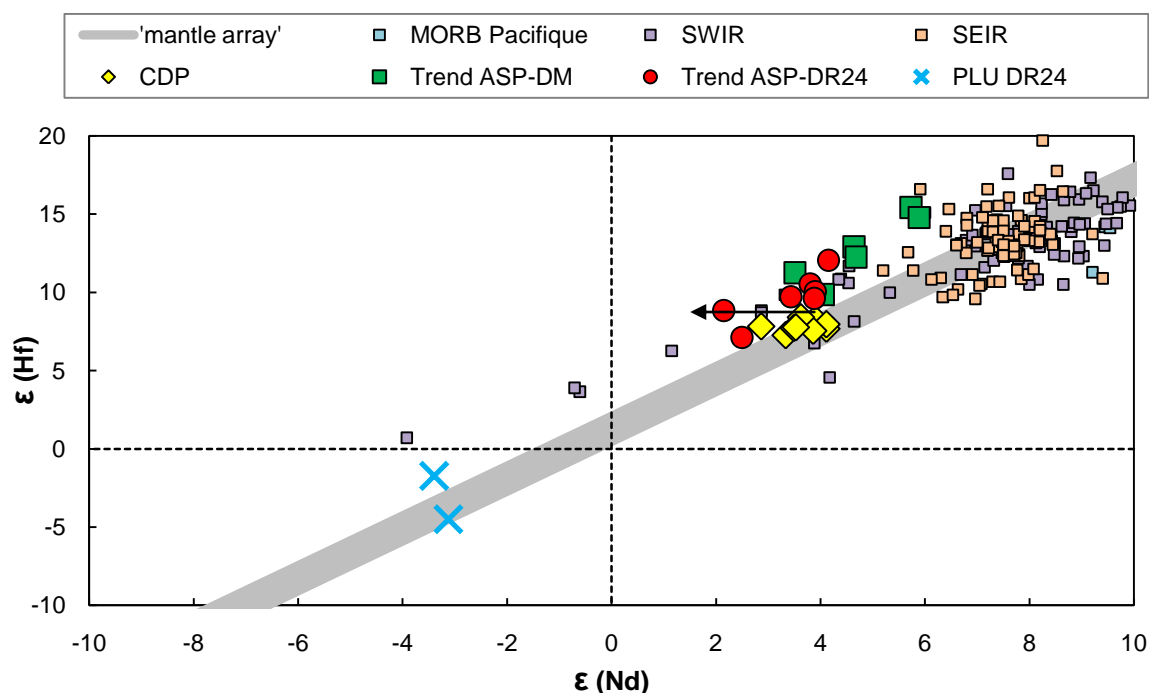


Figure 2-13: diagramme $\epsilon(\text{Hf})$ vs. $\epsilon(\text{Nd})$ des échantillons. Les échantillons de la CDP s'écartent du « mantle array » vers des basses valeurs de $\epsilon(\text{Nd})$ suggérant la présence de sédiments pélagiques dans leur source.

En conséquence, nous proposons que le panache ASP est lié à la subduction dans le manteau de croûte océanique surplombée de moins de 1% de sédiments pélagiques avec un temps de recyclage de 1,5Ga (d'après Chauvel *et al.*, [1992]). Après sa subduction, la croûte océanique peut contribuer à la formation des basaltes d'arc ou être recyclée dans le manteau [Kellogg *et al.*, 1999]. Le temps de 1,5Ga requis implique un recyclage profond dans le manteau. Ainsi la source et le temps nécessaire pour aboutir la composition du pôle ASP confirme l'origine profonde du panache, comme cela a été montré par l'ancrage mis en évidence dans le chapitre précédent au moyen des données géochronologiques.

V. CARACTÉRISATION DU PÔLE ISOTOPIQUE PLU DR24

1. PLU DR24 : L'EXPRESSION LOCALE DE L'ANOMALIE DUPAL

Comme vu précédemment PLU DR24, a une composition isotopique particulière et représente un pôle extrême pour certaines laves du plateau. Par rapport à un manteau appauvri PLU DR24 a des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ faibles et des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ forts (pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné). Ces caractéristiques sont reconnues dans une moindre mesure sur les MORB de l'océan Indien par opposition à ceux des autres océans [Dupré&Allègre, 1983 ; Hamelin&Allègre, 1985-1986 ; Mahoney *et al.*, 1989-1992 ; Salters, 1996 ; Chauvel&Blichert-Toft, 2001 ; Kempton *et al.*, 2002 ; Hanan *et al.*, 2004 ; Meyzen *et al.*, 2005] et sont définies comme anomalie DUPAL [Hart, 1984]. Par rapport aux MORB Indiens, PLU DR24 a une composition extrême avec un $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = 1,07$ (alors que les échantillons du trend ASP-DM ont un $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ entre 0,987 et 1,005), c'est-à-dire un caractère DUPAL très prononcé. Comme le montre la figure 2-9, cette composition est proche de celle observée à Kerguelen (site ODP 747 leg 120 et ODP 1139 leg 183) et sur le segment 39-41°E de la SWIR, et tend vers la composition des laves de Pitcairn et du pôle EM1 [Hamelin *et al.*, 1985-1986 ; Zindler&Hart, 1986 ; Mahoney *et al.*, 1992 ; Chauvel&Blichert-Toft, 2001 ; Frey *et al.*, 2002 ; Ingle *et al.*, 2002 ; Janney *et al.* 2005 ; Meyzen *et al.* 2005].

Nous avons vu précédemment que la composition particulière PLU DR24 est liée à une origine superficielle et nécessite donc une contamination du manteau supérieur Indien. Le plateau de Kerguelen a été formé par le point chaud éponyme et se situe à 1000km au Sud-est du plateau ASP. Il est donc légitime de s'interroger sur les liens possibles entre les deux plateaux afin de discriminer une éventuelle influence du panache de Kerguelen sur la composition de PLU DR24.

A partir de l'analyse d'anomalies gravimétriques, Small [1995] a proposé qu'un flux mantellique en provenance du plateau de Kerguelen s'étende jusqu'aux segments J4 et K de la SEIR (figure 2-11) tout comme le suggéraient les analyses géochimiques de Dosso *et al.* [1988]. Toutefois les analyses isotopiques des laves de ces segments effectuées par [Nicolaysen *et al.*, 2007] n'apportent que peu d'arguments en faveur de cette hypothèse. A partir d'un modèle numérique Yale&Phipps Morgan [1998] ont conclu qu'un flux partant du point chaud de Kerguelen affecterait le plateau ASP dans son ensemble. Une fois encore Nicolaysen *et al.* [2007] ont contredit cette proposition en montrant que, bien que les échantillons de Kerguelen et du segment de SEIR traversant le plateau suivent une tendance similaire (le trend « ASP-DR24 »), les jeunes édifices du plateau montraient clairement une composition tendant vers le pôle ASP (et non pas vers la composition du panache de Kerguelen). Ils

en ont déduit que la ressemblance isotopique entre les deux plateaux était liée à un composant « type Kerguelen » présent soit dans le panache ASP lui-même soit dans le manteau situé sous le plateau. Nos résultats viennent conforter cette conclusion. En effet, PLU DR24 a été construit hors-axe sur la partie Australienne du plateau. L'axe actuel de la SEIR ainsi que la partie Antarctique du plateau ont un caractère PLU DR24 moins prononcé. Si la cause première de cette composition isotopique particulière était un flux partant du panache de Kerguelen les échantillons les plus contaminés devraient être ceux formés à l'axe et/ou hors-axe du « bon » côté du plateau. Il ne semble donc pas y avoir de lien direct entre le panache de Kerguelen et le plateau ASP. Nous pouvons également ajouter comme argument que le panache de Kerguelen a une composition intermédiaire entre le pôle ASP et PLU DR24 [Mattielli *et al.*, 2002 ; Weis *et al.*, 2002 ; Ingle *et al.* 2002] et ne peut donc pas expliquer l'ensemble des variations observées sur le trend ASP-DR24.

PLU DR24 a un $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ supérieur à celui de Kerguelen ou de la SWIR et correspond donc à une signature « océan Indien » très marquée. En d'autres termes PLU DR24 est une expression locale et extrême de l'anomalie DUPAL.

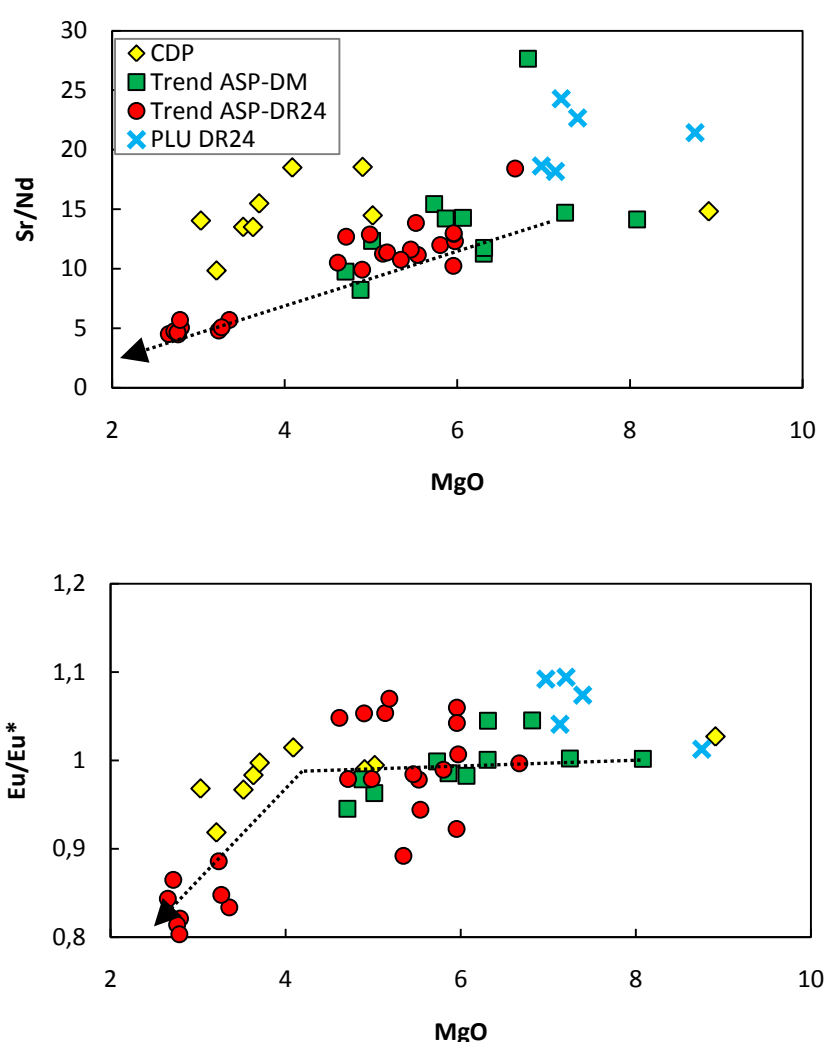
2. COMPOSITION ET SOURCE DE PLU DR24

Le fort $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ de PLU DR24 traduit un découplage entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est lié au fractionnement d'un composant avec un $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ faible et un $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ fort. Plusieurs explications à ce type de composition ont été proposées telles que (1) une contamination par un ou des panaches mantelliques profonds [Mahoney *et al.*, 1992], (2) un recyclage dans le manteau supérieur d'anciens sédiments pélagiques [Hamelin&Allègre, 1985 ; LeRoex *et al.*, 1989], (3) la délamination d'ancienne lithosphère sous-continentale [Hamelin&Allègre, 1985 ; Mahoney *et al.*, 1989-1992] voire (4) de croûte continentale [Escriu *et al.*, 2004]. Toutes ces hypothèses ne sont pas forcément exclusives. Il est, par exemple, régulièrement envisagé que les points chauds aient influé la délamination de la lithosphère sous-continentale ou le transport et recyclage d'anciens sédiments pélagiques dans le manteau supérieur.

Les éléments traces peuvent apporter certaines contraintes sur l'origine de PLU DR24 car des éléments de même degré d'incompatibilité ne sont pas fractionnés par la fusion partielle et tendent donc à être de bons marqueurs de source. Le Eu/Eu^* est défini comme $\text{Eu}_{\text{C1norm}}/(\text{Sm}_{\text{C1norm}}^* \text{Gd}_{\text{C1norm}})^{0,5}$ et marque la déviation de l'Eu par rapport aux terres rares voisines. La figure 2-14 montre que le

Sr/Nd et le Eu/Eu* des échantillons du plateau tendent à diminuer avec la baisse en MgO. Cette covariance marque le fractionnement de plagioclase au fur et à mesure de la cristallisation fractionnée. Cependant, pour un même MgO, PLU DR24 présente un léger enrichissement en Sr/Nd et en Eu/Eu* par rapport aux autres laves du plateau, en particulier celle du trend ASP-DM. Ces concentrations pourraient refléter l'incorporation de plagioclases dans la source des laves.

Figure 2-14: Sr/Nd, et Eu/Eu* vs. MgO des échantillons. Le fractionnement de plagioclases est marqué par la flèche. PLU DR 24 est enrichi en Sr/Nd et Eu/Eu* pour un MgO donné par rapport aux laves du plateau indiquant la présence de plagioclases dans sa source.



Les paragraphes suivants vont donc s'attacher à définir la cause de cette signature de plagioclases (Assimilation ? Source ?) ainsi que la nature de la source de PLU DR24 (Croûte océanique ? Sédiments ? Croûte continentale ?) de manière à contraindre l'anomalie DUPAL exprimée de manière locale sur le plateau ASP.

2.1. Croûte océanique ?

La croûte océanique est constituée en majorité de gabbros, i. e. roches plutoniques contenant de l'olivine, du plagioclase et du pyroxène. De ce fait, l'enrichissement en Sr/Nd et Eu/Eu*, et la signature de plagioclase associée ont parfois été attribués à l'assimilation de gabbro dans la lithosphère avant l'émission des laves en surface [Hémond *et al.* 1993 ; Yang *et al.*, 1998]. Le Ba et le Sm sont des éléments moins incompatibles dans les plagioclases que, respectivement, le Nb et le Hf [Arth, 1976]. Les gabbros (riches en plagioclases) ont donc des forts Ba/Nb et Sm/Hf [Saal *et al.*, 2007]. PLU DR24 a des Ba/Nb et Sm/Hf plus forts que les laves du plateau et les échantillons du trend ASP-DR24 ont des Ba/Nb et Sm/Hf plus forts que ceux du trend ASP-DM (cf. figure 2-15).

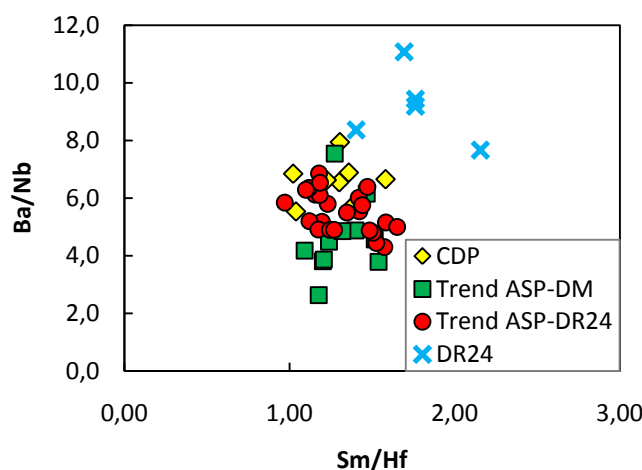


Figure 2-15: Ba/Nb vs. Sm/Hf des échantillons. L'enrichissement en Ba/Nb et Sm/Hf de PLU DR24 par rapport aux laves du plateau pourrait être lié à la présence de gabbros dans sa source.

L'assimilation de gabbros pourrait donc expliquer la composition élémentaire de PLU DR24 mais cette explication ne satisfait pas aux critères isotopiques. Les gabbros sont issus de la fusion du manteau supérieur et ont donc un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'ordre de 0,7025, ce qui est très inférieur au $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de PLU DR24 (0,7055). Un gabbro contaminé par de l'eau de mer (dont le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,7092$) pourrait expliquer le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de PLU DR24 mais dans ce cas les échantillons seraient décalés vers des fortes valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sans diminution du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, i. e. ils seraient décalés par rapport au « mantle array Sr-Nd » [Hart *et al.*, 1999], or ce n'est pas le cas. Enfin, et de la même façon, les gabbros présentent des compositions isotopiques en Pb similaires aux MORB et ne peuvent donc pas expliquer l'enrichissement en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de PLU DR24. L'assimilation de gabbros ne permet donc pas d'expliquer la composition de PLU DR24. Il en va de même pour la partie basaltique de la croûte océanique dont la composition isotopique n'explique pas les valeurs extrêmes de PLU DR24. En conséquence, l'évidence de plagioclases dans la source de PLU DR24 doit dériver de l'incorporation d'un contaminant dans le manteau source.

Un fort Sr/Nd dans les OIB a également été interprété comme reflétant la présence de gabbro recyclé sous forme d'éclogite dans la source [Hofmann&Jochum, 1996 ; Chauvel&Hémond, 2000 ; Sobolev *et al.*, 2000]. Les gabbros ont de faibles Rb/Sr et Th/U [Hart *et al.*, 1999] et ne développent donc pas, lors d'un recyclage par subduction, des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aussi forts que PLU DR24 [Stracke *et al.*, 2003]. La circulation et l'échappement de fluides au cours de la subduction serait à même de modifier la composition isotopique des gabbros mais, comme indiqué précédemment, la mobilité du Rb lors de ce processus limite l'évolution vers un fort $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Par conséquent il nous semble pouvoir exclure la croûte océanique, que ce soit assimilée ou recyclée, comme composant principal de la source de PLU DR24.

2.2. Sédiments pélagiques ?

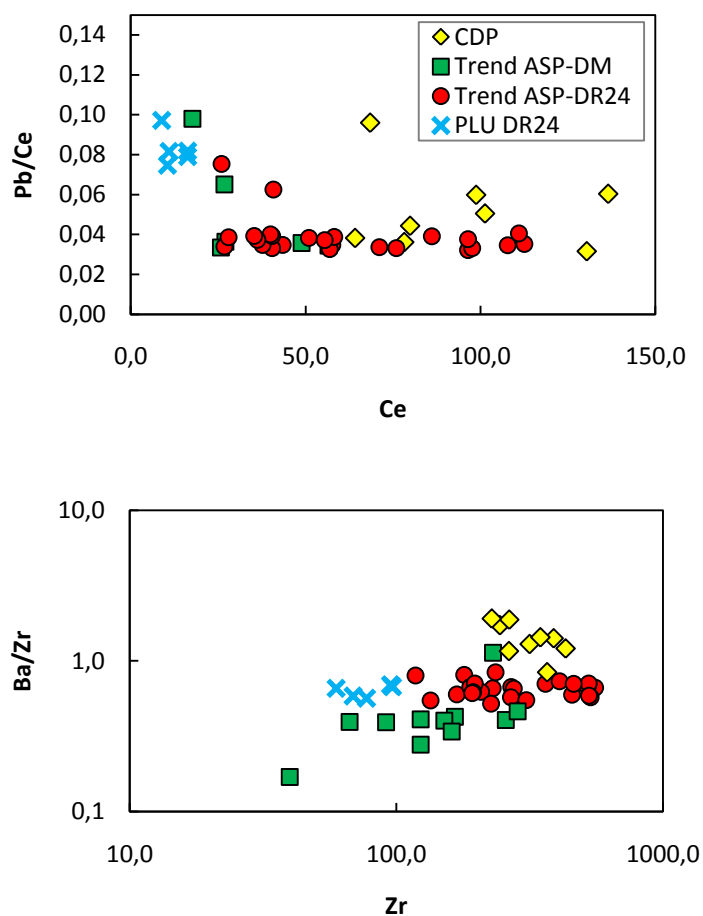
La composition isotopique de PLU DR24 est intermédiaire entre les MORB Indien et le pôle EM1. Les compositions élémentaires et isotopiques de laves du type EM1 ont parfois été attribuées à la présence de sédiments pélagiques recyclés dans le manteau via subduction [Weaver, 1991 ; Hamelin&Allègre, 1985 ; LeRoex *et al.*, 1989]. En effet, les sédiments pélagiques ont un faible $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et évoluent dans le temps vers un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fort pour des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faibles [Ben Othman *et al.*, 1989 ; Rehkamper&Hofmann, 1997]. De plus, les sédiments pélagiques sont caractérisés par des forts Th/U et évoluent donc vers un enrichissement significatif en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné [Ben Othman *et al.*, 1989 ; Plank&Langmuir, 1998]. De ce fait, ils représentent, *a priori*, un bon candidat pour expliquer la composition de PLU DR24.

Les sédiments pélagiques recyclés ont, en moyenne, un Sr/Nd = 12 alors que pour PLU DR24 Sr/Nd > 18. De plus, les sédiments pélagiques présentent également un faible Sm/Nd pour un fort Lu/Hf ce qui tend à découpler les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ au cours du temps [Patchett *et al.*, 1984, Vervoort *et al.*, 1999]. Ces types d'échantillons dévient ainsi du « mantle array » vers des valeurs plus basses en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. A l'inverse, les échantillons de PLU DR24 sont situés à proximité du « mantle array », (figure 2-13) et ne résulte probablement pas d'un découplage entre les systèmes isotopiques du Nd et de l'Hf. Enfin, Meyzen *et al.* [2005] ont montré qu'aucun type de sédiments n'avait les rapports père/fils Th/Pb et U/Pb requis pour aboutir à la composition particulière du segment de 39°-41°E de la SWIR, dont nous avons vu qu'il avait une composition proche de PLU DR24. Pour toutes ces raisons nous ne retenons pas les sédiments pélagiques comme source possible du pôle PLU DR24.

2.3. Coin mantellique métasomatisé ?

Une autre origine pour la signature de PLU DR24 pourrait être un métasomatisme du manteau par des fluides tels que ceux impliqués dans les processus de contamination du coin mantellique durant la subduction. Cette explication a été proposée par Kempton *et al.* [2002] pour expliquer la composition des échantillons de l'AAD (discordance Australie-Antarctique) sur la base des isotopes de l'Hf et du Nd. De plus, les éléments mobiles dans les fluides tels que Rb et Pb ont tendance à diminuer le U/Pb et augmenter le Rb/Sr du manteau aboutissant donc dans le temps à un faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et à un fort $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tout comme PLU DR24 [Aizawa *et al.*, 1999 ; Green&Adam, 2003]. A l'inverse le Zr n'est pas un élément mobile dans les fluides. Ce type de contamination expliquerait donc également le fort Ba/Zr par rapport au Zr tout comme le fort Pb/Ce par rapport au Ce de PLU DR24 par rapport aux laves du trend ASP-DM comme le montre la figure 2-16.

Figure 2-16: Pb/Ce vs. Ce et Ba/Zr vs. Zr des échantillons. L'enrichissement en Pb/Ce et Ba/Zr de PLU DR24 par rapport aux laves du plateau et en particulier du trend ASP-DM pourrait être lié à un métasomatisme du manteau par des fluides.



Janney *et al.* [2005] ont suggéré que les fluides dérivés des plaques plongeantes et/ou sédiments incorporés dans la lithosphère protérozoïques sont à l'origine des compositions isotopiques en Sr-Nd-Hf des laves du segment 39°-41°E de la SWIR. Cependant, tout comme le modèle de Kempton *et al.* [2002] pour l'AAD, leur modèle n'a pas été testé avec les rapports isotopiques du Pb. Meyzen *et al.* [2005] ont montré, que quelque que soit l'âge de la subduction impliquée, l'enrichissement relatif en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ engendré par le métasomatisme du manteau était insuffisant. Or PLU DR24 a un $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ encore plus fort que pour les laves du segment 39°-41°E pour un même $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La figure 2-17 résume les modélisations effectuées par Meyzen *et al.* [2005] et confirme que la composition isotopique en Pb de PLU DR24 ne peut pas non plus être expliquée par le mélange entre un manteau appauvri et un coin mantellique métasomatisé. Cela va à l'encontre d'une contribution d'un manteau métasomatisé comme source possible de PLU DR24.

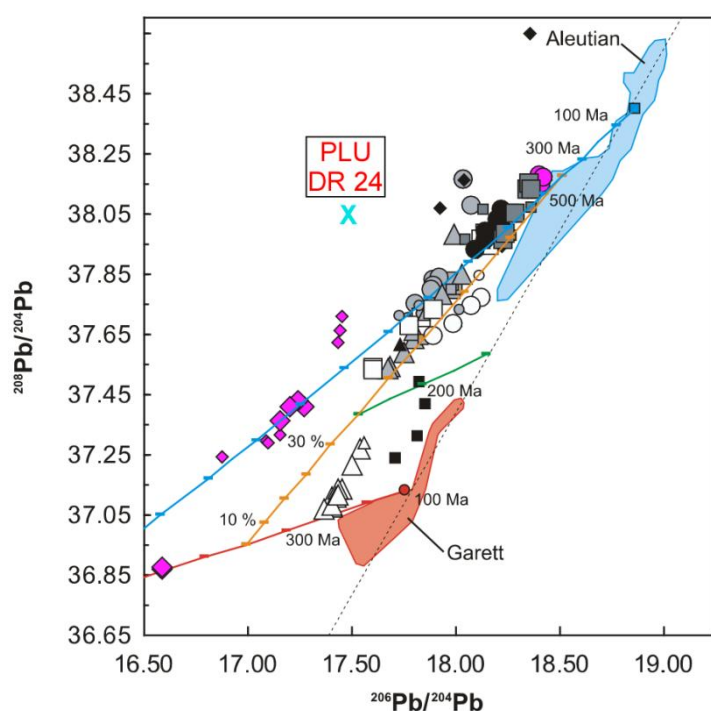


Figure 2-17: Résumé des modélisations de contamination par des fluides lors de la subduction effectuées, modifié d'après Meyzen *et al.* [2005]

Aleutian = coin mantellique modifié par subduction et sans signature géochimique type indienne.

Garrett = manteau type Pacifique

Points roses : segment 39-41°E de la SWIR

Trait bleu et rouge = compositions respectivement du coin mantellique et du manteau Pacifique recalculés par correction d'âge 200Ma

Trait orange = mélange entre ces 2 composant à 400Ma avec un pas de 10%

PLU DR24 est hors du champ des possibles.

2.4. Croute continentale inférieure ?

Plusieurs rapports élémentaires ont des valeurs homogènes pour les matériaux d'origine mantelliques type MORB ou OIB comme par exemple du Pb/Ce qui est typiquement de 0,033 dans les OIB+MORB [Hofmann, 2004]. La figure 2-16 montre que PLU DR24 a un Pb/Ce très supérieur aux valeurs mantelliques (>0,5). Cette anomalie positive en plomb suggère une origine continentale de la

source de PLU DR24. De même dans un diagramme Nb/La vs. Th/Ta (figure 2-18), les échantillons du plateau, et en particulier ceux du trend ASP-DR24, s'écartent clairement du champ des MORB+OIB vers des valeurs plus hautes en Th/Ta, comme c'est le cas pour les roches continentales. Les éléments traces suggèrent donc une influence continentale dans la source de PLU DR24. Le plagioclase étant une phase importante de la croûte continentale (au sens large), cette observation est en accord avec la signature mise en évidence au début du paragraphe V.

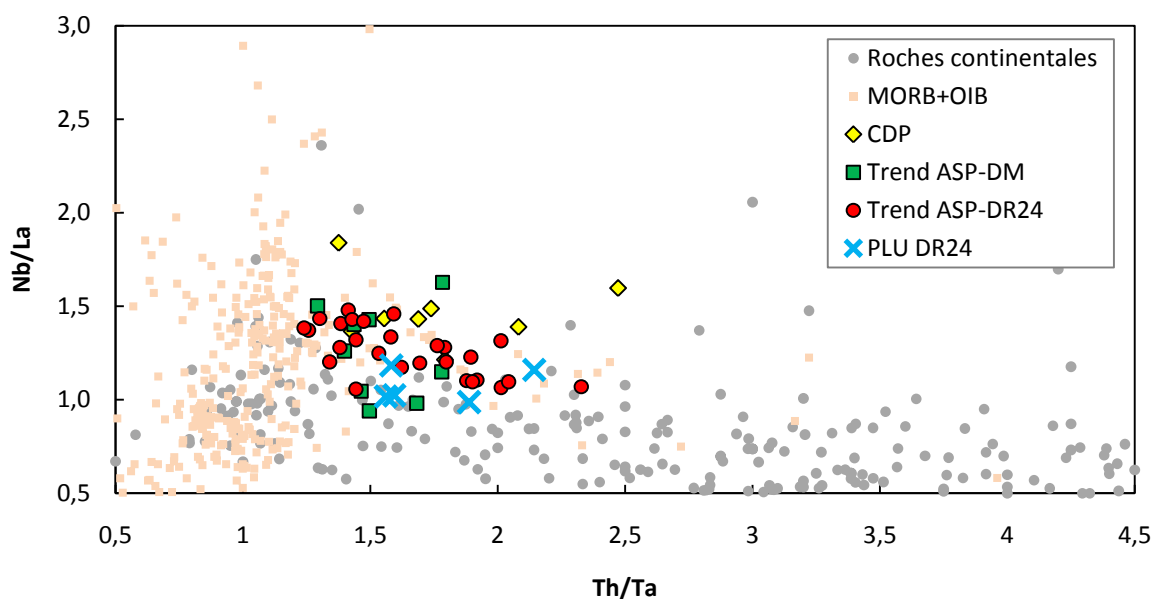


Figure 2-18: diagramme Nb/La vs. Th/Ta. Les MORB et OIB forment un champ à proximité de l'axe des ordonnées tandis que les roches continentales (au sens large, i. e. croûte continentale supérieure et inférieure) s'alignent le long de l'axe des abscisses. Les échantillons du plateau ASP s'écartent du champ des MORB+OIB vers des valeurs continentales.

Isotopiquement, des études ont montré que la lithosphère sous-gondwanienne pourrait avoir développé des rapports isotopiques de Sr, Nd, Pb et Hf proches de PLU DR24 [Menzies&Murphy, 1980 ; Cohen *et al.*, 1984 ; Rudnick *et al.* 1986 ; Walker *et al.* 1989 ; Huang *et al.*, 1995 ; Vervoort *et al.*, 2000 ; Janney *et al.*, 2005]. C'est également le cas de kimberlites (type II), komatiites (de Barberton – Afrique du Sud) et Lamproïtes (de Krishna - Inde) [Mitchell&Bergamn, 1991 et références incluses, Blichert-Toft *et al.*, 1999 ; Nowell *et al.*, 2004, Chakrabarti *et al.*, 2007]. Cette composition particulière semble donc être présente en périphérie de l'océan Indien. La composition isotopique mesurée la plus proche de PLU DR24 correspond à des granulites africaines, en particulier celle de Lashaine (Tanzanie) [Cohen *et al.*, 1984] représentées sur la figure 2-19. Les granulites sont des roches métamorphiques, visibles en général sous forme de xénolites qui sont des fragments de croûte continentale inférieure. A l'échelle mondiale, elles ont des compositions extrêmement variables car directement dépendantes de la nature de leur protolithe [Rudnick&Golstein, 1990 ; Rudnick&Fountain,

1995]. La plupart des granulites sont caractérisées par des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ forts et un $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible pour un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ donné (figure 2-19). Les granulites africaines, dont celles de Lashaine, présentent également un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ particulièrement faible [Cohen *et al.*, 1984 ; Huang *et al.*, 1995] tout comme PLU DR24 et représentent donc la composition la plus proche du pôle extrême à l'origine de PLU DR24.

Figure 2-19: Diagrammes isotopiques Sr, Nd et Pb des échantillons pour comparaison avec les compositions de granulites mondiales. Les données de MORB et OIB de la littérature sont telles que présentées en figure 2-3. Les valeurs des granulites africaines sont tirées de Cohen *et al.* [1984] (Tanzanie) et Huang *et al.* [1995] (Afrique du Sud et Lesotho.) Les autres valeurs de granulites sont tirées de Tilton *et al.* [1980], Ewart [1982], Downes *et al.* [1987-1991], Rudnick & Goldstein [1990], Pier *et al.* [1992], Thirlwall *et al.* [1994], Stosch *et al.* [1995], Hickey-Vargas *et al.* [1995], Wysoczanski *et al.* [1995], Kempton *et al.* [1997], Takazawa *et al.* [1999], Polvé *et al.* [2001], Lucassen *et al.* [2002], Conticelli *et al.* [2002], Zhou Xin-Hua *et al.* [2002], Barry *et al.* [2003], Dobosi *et al.* [2003], Liu Yong-Sheng *et al.* [2004], Wolff *et al.* [2005], Leeman *et al.* [2005], Choi Sung Hi *et al.* [2008], et Putirka *et al.* [2009]

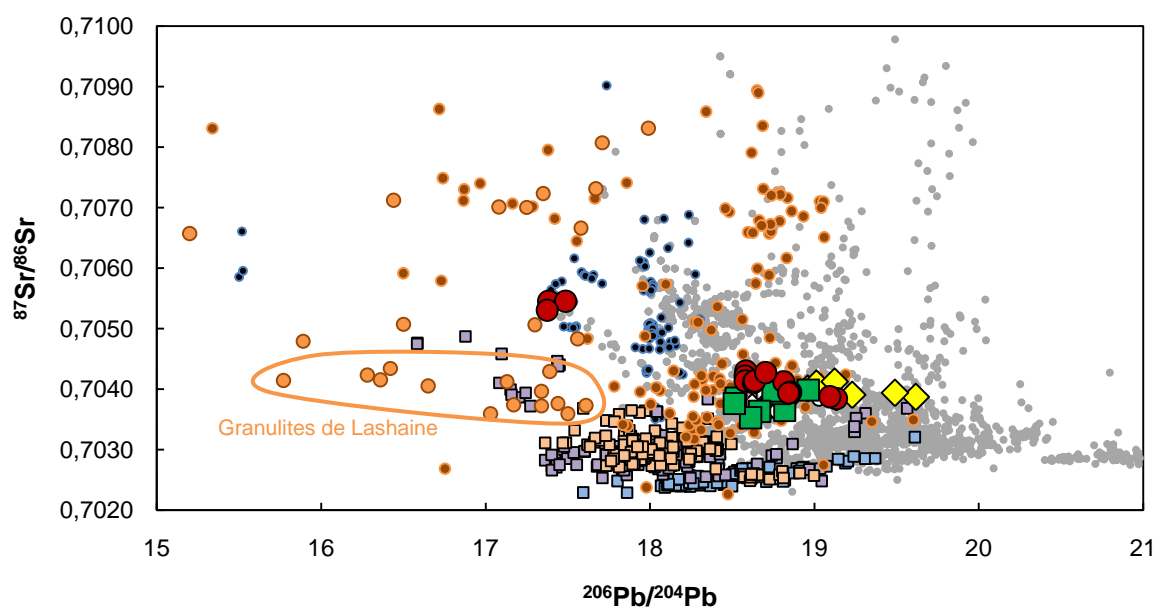
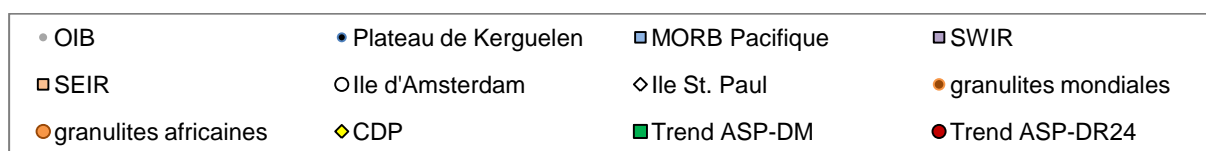
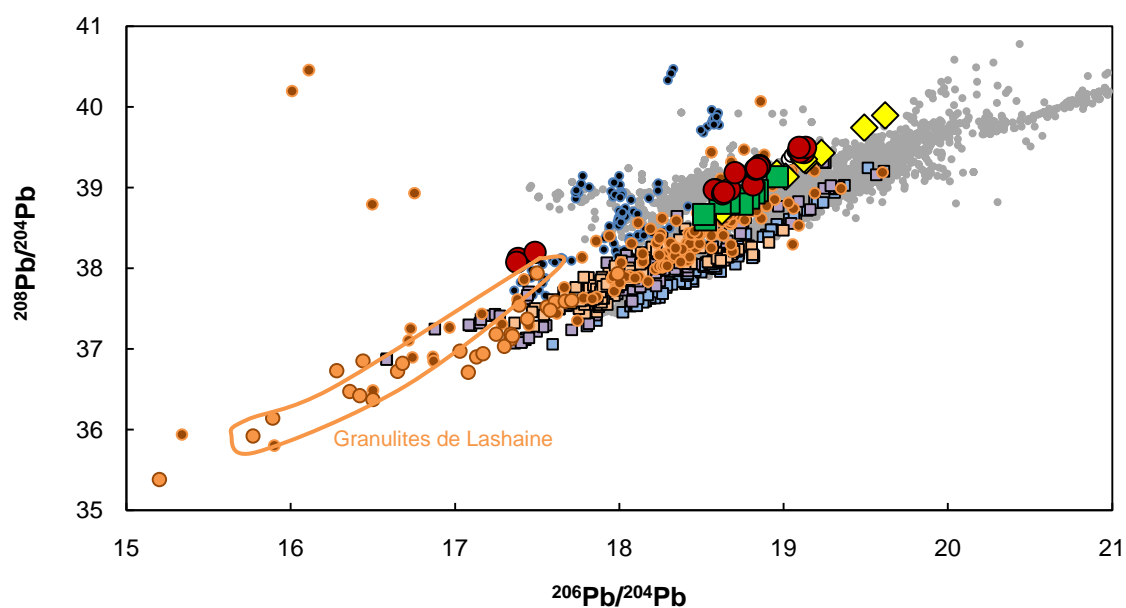
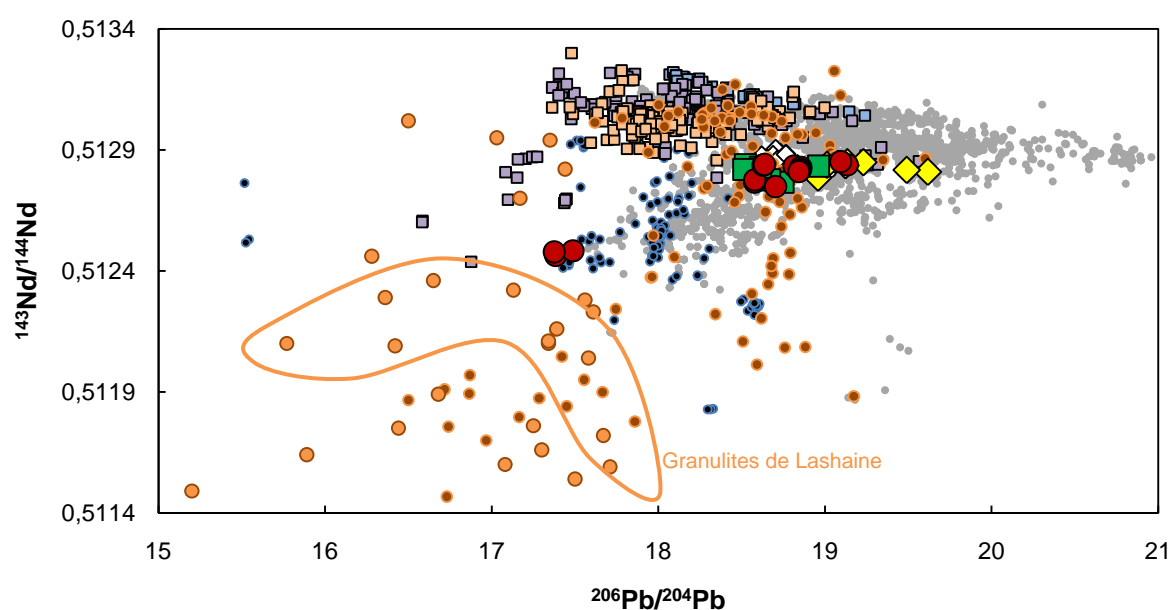
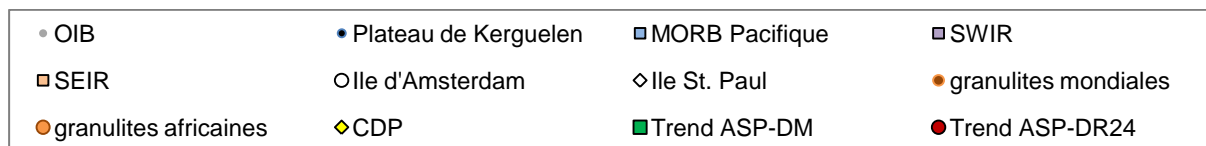


Figure 2-19 (suite): Diagrammes isotopiques Sr, Nd et Pb des échantillons pour comparaison avec les compositions de granulites mondiales. Les données de MORB et OIB de la littérature sont telles que présentées en figure 2-3. Les valeurs des granulites africaines sont tirées de Cohen et al. [1984] (Tanzanie) et Huang et al. [1995] (Afrique du Sud et Lesotho.) Les autres valeurs de granulites sont tirées de Tilton et al. [1980], Ewart [1982], Downes et al. [1987-1991], Rudnick & Goldstein [1990], Pier et al. [1992], Thirlwall et al. [1994], Stosch et al. [1995], Hickey-Vargas et al. [1995], Wysoczanski et al. [1995], Kempton et al. [1997], Takazawa et al. [1999], Polvé et al. [2001], Lucassen et al. [2002], Conticelli et al. [2002], Zhou Xin-Hua et al. [2002], Barry et al. [2003], Dobosi et al. [2003], Liu Yong-Sheng et al. [2004], Wolff et al. [2005], Leeman et al. [2005], Choi Sung Hi et al. [2008], et Putirka et al. [2009]



Des modèles de mélanges entre le manteau appauvri Indien, le pôle ASP, et un pôle granulitique modifié sont présentés sur la figure 2-20. Les granulites de Lashaine sont les plus proches de PLU DR24 en composition isotopique et certaines de ces granulites ont un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ suffisamment faible pour expliquer la composition en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de PLU DR24 suite à un mélange avec le pôle ASP. Toutefois, ces granulites ne sont pas suffisamment enrichies en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour expliquer la composition de PLU DR24. A l'échelle mondiale les granulites ont des compositions extrêmement variables (figure 2-19) avec des compositions très enrichies en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relevées dans la plaine de « Snake River » (Idaho, Etats-Unis) [Leeman *et al.*, 1985, Putirka *et al.*, 2009], dans les Andes [Tilton *et al.*, 1980] ou en Australie [Rudnick&Goldstein, 1990]. De ce fait, la perte préférentielle de l'U par rapport au Th aboutissant à l'enrichissement $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est un processus possible. Les fragments de croûte continentale inférieure sont accessibles sous forme de xénolites et les compositions actuellement disponibles n'en représentent probablement qu'une vision très parcellaire. En conséquence, nous avons choisi comme pôle granulitique une composition proche des granulites de Lashaine mais enrichie en $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, composition dont nous pensons qu'elle existe ou a existé. Les différents mélanges calculés à l'aide des compositions isotopiques du Sr, Nd et du Pb indiquent que seulement 6% de croûte continentale inférieure ajouté au manteau supérieur Indien suffisent à expliquer la composition de PLU DR24. Ce pourcentage tombe à 0-3% pour retrouver la variabilité observée dans les échantillons du plateau et de la CDP, par rapport à un mélange ASP-DM Indien sans apport continental. En d'autres termes, l'anomalie DUPAL observée de manière locale au niveau du plateau ASP requiert l'adjonction dans la source des laves de croûte continentale inférieure de composition proche des granulites Africaines de Lashaine, avec un maximum de 6% pour le terme le plus extrême (PLU DR24). Cela revient à dire que l'ensemble des compositions du plateau peut être expliqué par une contamination « diffuse » du manteau supérieur Indien par de la croûte continentale inférieure, avec l'existence d'un grumeau à l'origine de la composition extrême de PLU DR24. Le mécanisme d'incorporation de ces granulites dans le manteau sera discuté dans le paragraphe V. 3.

Figure 2-20: Diagrammes de mélanges isotopiques Sr, Nd et Pb entre les pôles ASP, DM Indien et granulite d'après les équations de Langmuir et al., [1978]. Les données de MORB, OIB et granulites sont tirées des mêmes sources que pour les figures 2-3 et 2-19.

Le pôle ASP est défini par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7039$, $[\text{Sr}] = 600$ ppm, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5128$, $[\text{Nd}] = 40$ ppm, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.7$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40$, $[\text{Pb}] = 5$ ppm, valeurs adaptées des échantillons de la CDP.

Le pôle DM Indien est défini par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7025$, $[\text{Sr}] = 500$ ppm, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5132$, $[\text{Nd}] = 1$ ppm, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.4$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37$, $[\text{Pb}] = 1$ ppm, valeurs adaptées de la littérature

Le pôle granulite est défini par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7085$, $[\text{Sr}] = 500$ ppm, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51165$, $[\text{Nd}] = 20$ ppm, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39$, $[\text{Pb}] = 15$ ppm, valeurs adaptées de la littérature (principalement Cohen et al., 1984 et Huang et al., 1995)

Les lignes pointillées bleue, jaune et rose correspondent à un mélange pôle ASP + DM Indien contenant respectivement 1%, 3% et 6% de granulites.

Les courbes de mélanges entre ASP+DM Indien et ASP+granulites sont marquées de 0 à 100% avec un pas de 10%. La courbe de mélange entre DM Indien+granulites est marquée de 0 à 10% avec un pas de 1%.

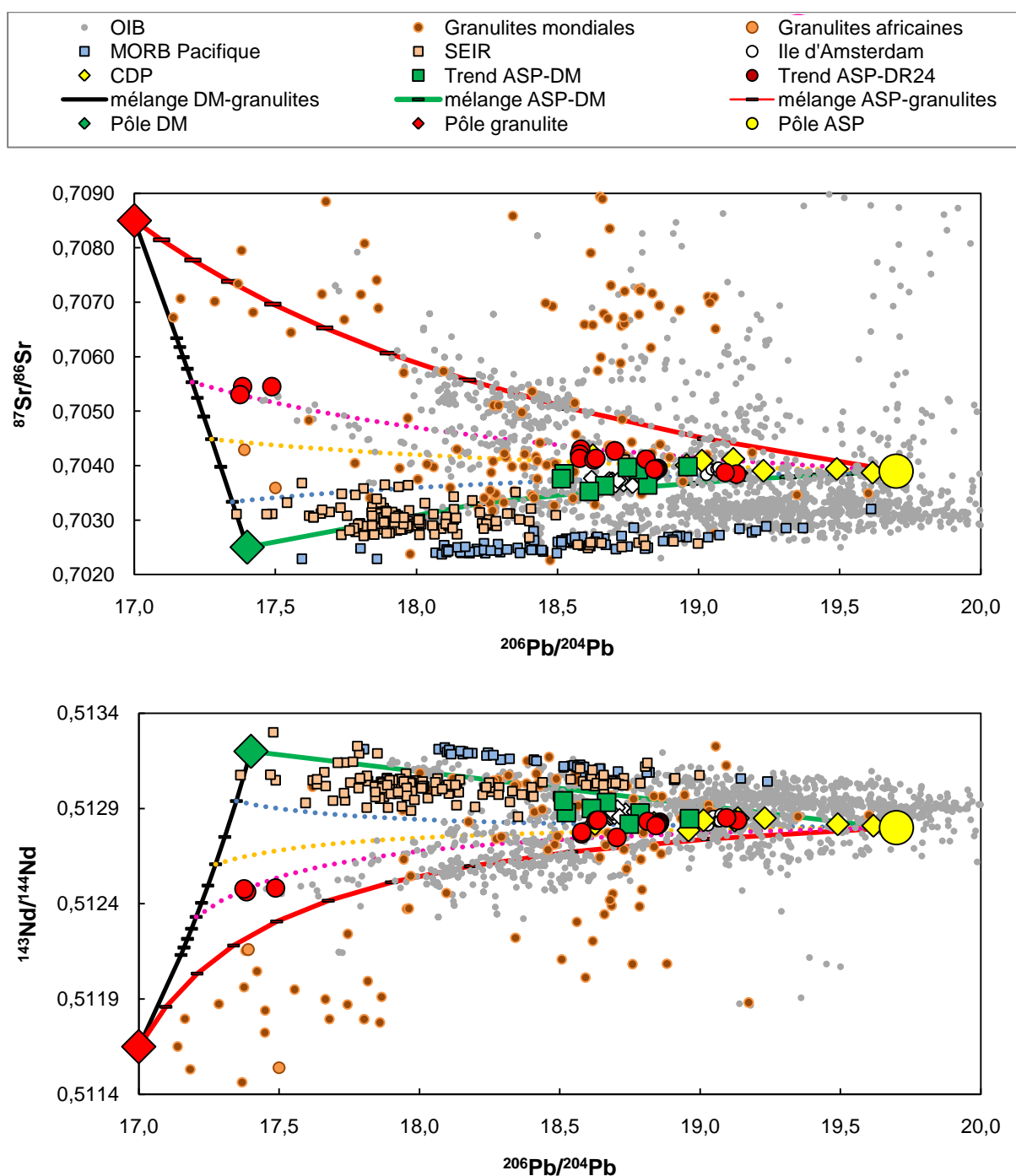


Figure 2-20 (suite): Diagrammes de mélanges isotopiques Sr, Nd et Pb entre les pôles ASP, DM Indien et granulite d'après les équations de Langmuir et al., [1978]. Les données de MORB, OIB et granulites sont tirées des mêmes sources que pour les figures 2-3 et 2-19.

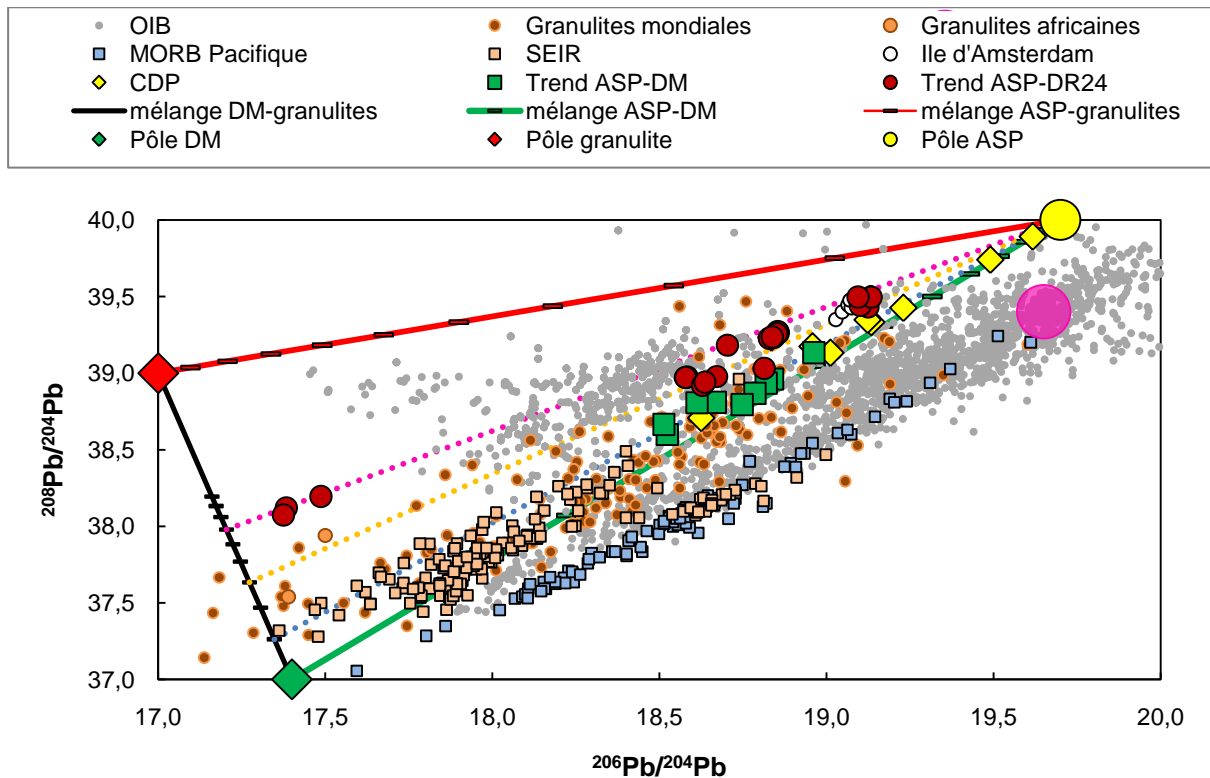
Le pôle ASP est défini par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7039$, $[\text{Sr}] = 600 \text{ ppm}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5128$, $[\text{Nd}] = 40 \text{ ppm}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.7$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40$, $[\text{Pb}] = 5 \text{ ppm}$, valeurs adaptées des échantillons de la CDP.

Le pôle DM Indien est défini par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7025$, $[\text{Sr}] = 500 \text{ ppm}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5132$, $[\text{Nd}] = 1 \text{ ppm}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.4$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37$, $[\text{Pb}] = 1 \text{ ppm}$, valeurs adaptées de la littérature

Le pôle granulite est défini par $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7085$, $[\text{Sr}] = 500 \text{ ppm}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51165$, $[\text{Nd}] = 20 \text{ ppm}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39$, $[\text{Pb}] = 15 \text{ ppm}$, valeurs adaptées de la littérature (principalement Cohen et al., 1984 et Huang et al., 1995)

Les lignes pointillées bleue, jaune et rose correspondent à un mélange pôle ASP + DM Indien contenant respectivement 1%, 3% et 6% de granulites.

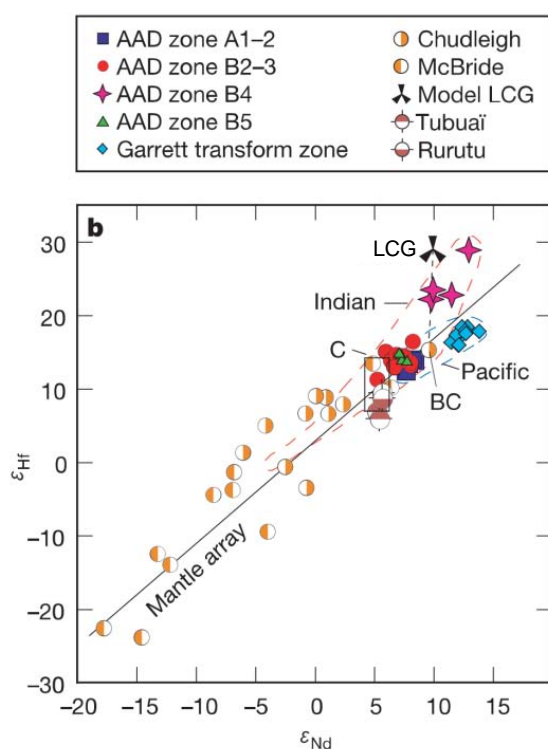
Les courbes de mélanges entre ASP+DM Indien et ASP+granulites sont marquées de 0 à 100% avec un pas de 10%. La courbe de mélange entre DM Indien+granulites est marquée de 0 à 10% avec un pas de 1%.



L'adjonction de croûte continentale inférieure dans le manteau source est un processus proposé par divers auteurs pour expliquer l'existence de l'anomalie DUPAL [Arndt&Goldstein, 1989 ; Frey et al. 2002 ; Escrig et al. 2004 ; Hanan et al., 2004 ; Meyzen et al., 2005 ; Regelous et al. 2009]. Les modélisations effectuées par Escrig et al. [2004] et Meyzen et al. [2005] indiquent que l'incorporation de 0,5 à 6% de croûte continentale inférieure dans un manteau supérieur appauvri type Pacifique permet d'expliquer la majorité des compositions mesurées dans l'océan Indien. En remplaçant le pôle manteau supérieur Indien par un pôle type manteau supérieur Pacifique dans notre modèle de mélange, les compositions recalculées requièrent l'adjonction de seulement 0,5% de granulites supplémentaires pour expliquer la variabilité des laves du plateau ASP. En d'autres termes,

nos conclusions (qualitatives et quantitatives) sur l'expression locale de l'anomalie DUPAL sont pleinement en accord avec des études effectuées sur d'autres secteurs de l'océan Indien.

Les différents modèles existants ne sont pas contraints de manière quantitative par les isotopes de l'Hf. Des analyses de la zone B4 de l'AAD (125-126°E) ont mis en évidence les MORB Indien les plus radiogéniques en Hf avec un $\Delta(\text{Hf})$ jusqu'à +8,5 [Hanan *et al.*, 2004]. Le $\Delta(\text{Hf})$ définit la variation du $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ par rapport au $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, i. e. à la déviation par rapport au « mantle array » en unité $\varepsilon(\text{Hf})$ [Johnson&Beard, 1993]. Le Lu est un élément incompatible dans les minéraux habituels du manteau, à l'exception du grenat. C'est pourquoi en l'absence de grenat les système isotopiques Lu-Hf et Sm-Nd se comportent de la même façon. Au cours de la fusion partielle en présence de grenat, le Lu/Hf de la source augmente par rapport au Sm/Nd ce qui entraîne, dans le temps, un découplage entre les deux systèmes isotopiques. Hanan *et al.* [2004] ont interprété ces valeurs extrêmes comme l'incorporation dans le manteau d'un résidu de fusion de croûte continentale inférieure, du type des granulites à grenat de la province de Chudleigh (Australie) (figure 2-21). Ils ont défini ce pôle comme le pôle LCG pour « Lower Crustal Granulite ». D'une manière générale, ils proposent que le $\Delta(\text{Hf}) > 1$ des MORB Indiens (comparativement au MORB Pacifiques ayant un $\Delta(\text{Hf}) < 1$) est le résultat d'une contamination du manteau Indien par de la croûte continentale inférieure. PLU DR24 a un $\Delta(\text{Hf})$ compris entre -0,8 et +2,3 tandis que les échantillons du plateau ASP ont un $\Delta(\text{Hf})$ compris entre +1,9 et +4,3, suggérant également l'implication de grenat.



Le diagramme $\Delta(\text{Hf})$ vs. $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (figure 2-22) ne révèle pas de corrélation directe. Il semble au contraire exister des variations de $\Delta(\text{Hf})$ (reflétant la proportion de grenat) à $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (reflétant la proportion de granulite dans la source) constant. Les granulites africaines de Lashaine sont des xénolites mafiques de clino-pyroxénites à grenat et plagioclase [Cohen *et al.*, 1984]. L'étude de Jones *et al.* [1983] sur ces mêmes xénolites a par ailleurs révélé des variations dans les degrés d'homogénéisation durant le métamorphisme, avec par exemple un xénolite de clino-pyroxénite dépourvu de grenat. Nous interprétons donc le découplage entre $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ et $\Delta(\text{Hf})$ comme une hétérogénéité dans la lithologie des granulites à l'origine du caractère DUPAL présente dans les laves du plateau ASP. Il n'est cependant pas à exclure que les conditions de fusion partielle du manteau aient également influencé le caractère plus ou moins prononcé de la présence de grenat et il est même très probable que les deux paramètres (lithologie et taux de fusion) soient en fait impliqués dans la signature de grenat dans les laves du plateau ASP.

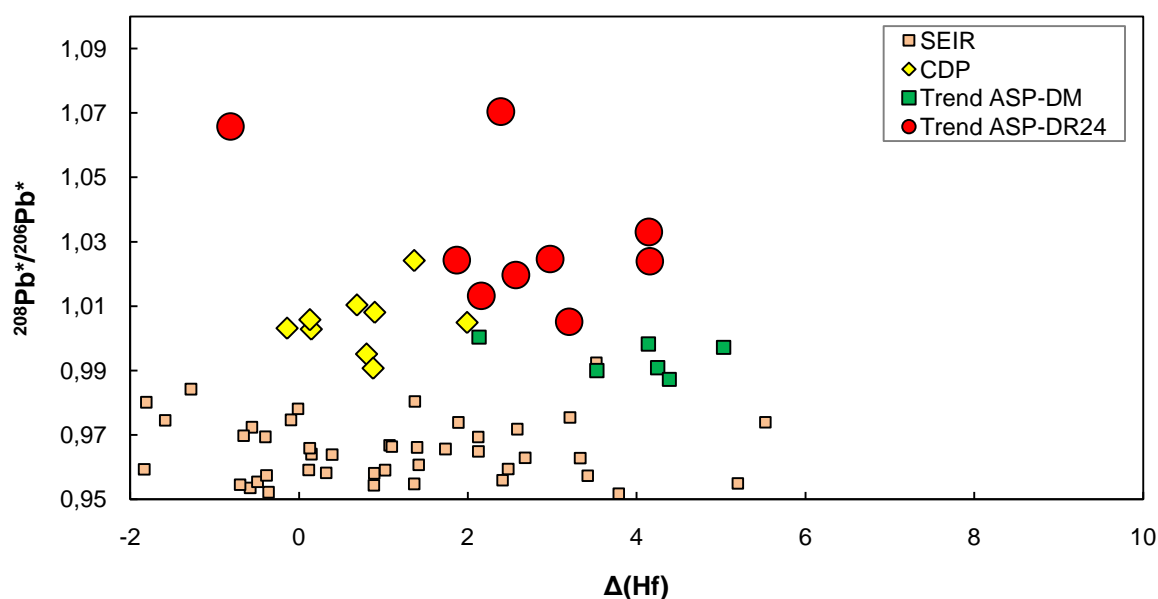


Figure 2-22: diagramme $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ vs. $\Delta(\text{Hf})$ des échantillons. Il ne semble pas y avoir de corrélation entre les paramètres suggérant un découplage entre la proportion de granulite dans la source et l'influence du grenat.

Les implications de ces résultats concernant la composition particulière de l'île d'Amsterdam, ainsi que les liens avec l'île St. Paul et le reste du plateau, seront discutées dans le chapitre 3.

En conclusion de cette partie, nous avons donc mis en évidence l'existence d'un composant proche des granulites africaines de type granulite à grenat et plagioclase dans la source des laves du plateau ASP. Ces résultats viennent ainsi conforter d'autres études qui ont également attribué

l'anomalie DUPAL à la présence de croûte continentale inférieure, aussi bien dans l'océan Indien [Arndt&Goldstein, 1989 ; Frey *et al.*, 2002 ; Escrig *et al.*, 2004 ; Hanan *et al.*, 2004 ; Meyzen *et al.*, 2005] que dans l'Atlantique sud [Kamenetsky *et al.*, 2001 ; Escrig *et al.*, 2005 ; Regelous *et al.*, 2009].

3. INCORPORATION DANS LE MANTEAU ET EXPRESSION DE LA CROÛTE CONTINENTALE INFÉRIEURE

Nous avons vu dans les paragraphes précédents que l'anomalie de composition liée à PLU DR24 résultait de l'implication de fragments de croûte continentale inférieure, sous la forme de granulites à grenat et plagioclase, et que ces fragments avaient pour localisation le manteau supérieur.

Les granulites africaines de Lashaine, qui représentent l'exemple le plus proche des granulites impliquées dans l'expression locale de l'anomalie DUPAL, ont des caractéristiques minéralogiques et chimiques suggérant un état d'équilibre entre 900°C et 950°C et entre 13 et 15kbar [Jones *et al.*, 1983], c'est-à-dire à proximité de la limite croûte/manteau. Cela suggère donc que l'incorporation des granulites dans le manteau supérieur s'est faite à la faveur d'une délamination sous-continentale. Jull&Kelemen [2001] ont montré que la délamination de croûte continentale inférieure était possible dans les zones continentales en extension. La fracturation du Gondwana serait donc le mécanisme principal d'incorporation de lambeaux de granulites dans le manteau supérieur Indien comme cela a été suggéré par divers travaux [Arndt&Goldstein, 1989 ; Escrig *et al.*, 2004 ; Hanan *et al.*, 2004]. La composition extrême de PLU DR24 résulterait donc de la fusion d'un « grumeau » présent sous le plateau ASP.

Durant la fusion partielle, les roches mafiques sont plus fertiles et donc plus fusibles que le manteau péridotitique. Leur contribution dans le liquide résultant est donc importante par rapport au manteau environnant. La présence du point chaud et de l'anomalie de température associée pourrait amplifier ce phénomène. Un grumeau de croûte continentale inférieure est donc fondu de manière préférentielle par rapport au manteau environnant. Le début de fusion d'un grumeau de ce type aurait donc engendré la composition extrême de PLU DR24, et son épuisement entrainerait ensuite une hausse de la proportion du matériel dérivé du point chaud dans le mélange, et donc le décalage des échantillons du trend ASP-DR24 vers des $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plus forts.

VI. CONCLUSION

En résumé, les analyses élémentaires et isotopiques des échantillons du plateau ASP et de la CDP révèlent que :

- (i) Trois pôles géochimiques distincts sont impliqués dans la formation du plateau : le panache ASP, le DM Indien et l'anomalie DUPAL sous la forme locale de PLU DR24.
- (ii) Le panache ASP a une composition relativement homogène, enrichie en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et légèrement appauvrie en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ par rapport au composant C. Nous interprétons cette composition comme liée à un recyclage profond via subduction de croûte océanique+sédiments pélagiques d'environ 1,5Ga.
- (iii) Le manteau environnant, i. e. le manteau supérieur Indien, est hétérogène et consiste en un manteau appauvri de type Pacifique plus ou moins contaminé par de la croûte continentale inférieure, sous la forme de granulites du type granulites africaines à grenat et plagioclase. Ces granulites ont probablement été délaménées et incorporées dans le manteau supérieur lors de la fracturation du Gondwana.
- (iv) L'anomalie DUPAL n'a pas une répartition spatiale homogène et est particulièrement marquée dans la partie Sud-ouest du plateau ASP. Nous interprétons cela comme l'existence d'un grumeau de croûte continentale inférieure.
- (v) Le mélange de chaque pôle, panache ASP, manteau supérieur Indien, et grumeau de granulite à grenat et plagioclase, en proportions variables engendre l'extrême variabilité des laves du plateau ASP et de la CDP. La croûte continentale inférieure participe au mélange dans la limite de 6% pour le terme le plus extrême.

Les différents termes impliqués dans les mélanges à l'origine du plateau ASP ont été représentés sur la figure 2-23.

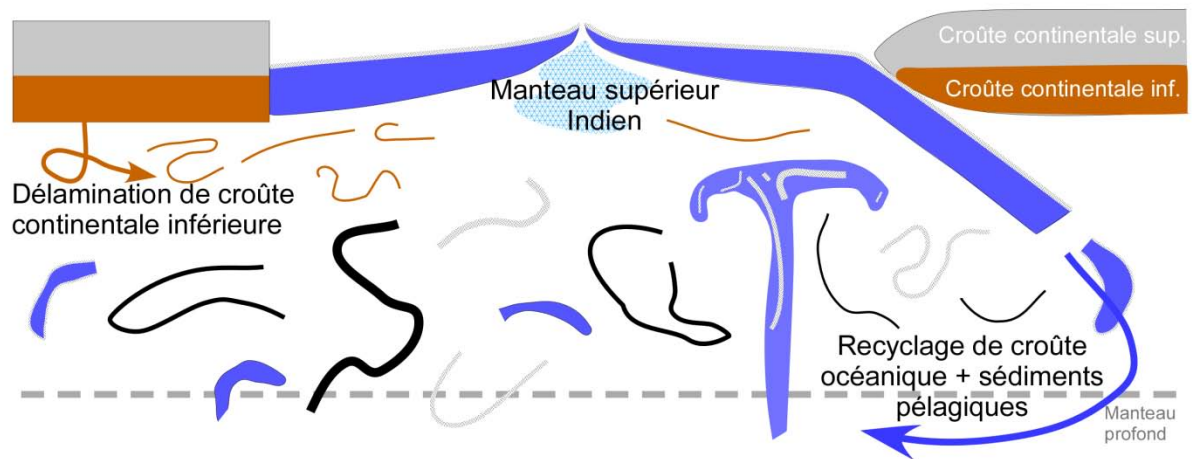
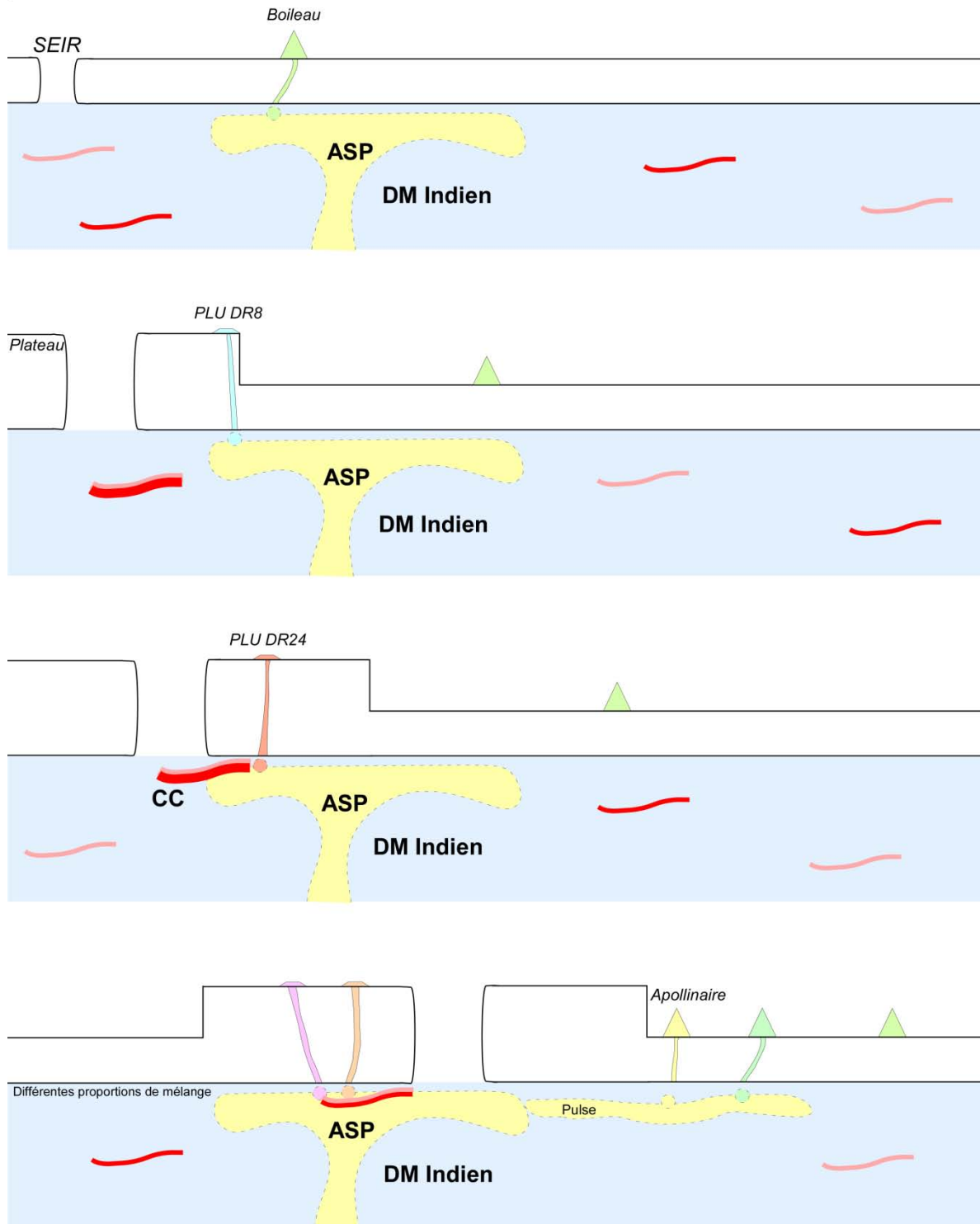


Figure 2-23: figure résumé des différents acteurs impliqués dans la composition des laves du plateau ASP et de l'origine de chacun. Schématisation basée sur un dessin de Allègre [2005]

Les différentes étapes de construction de la CDP et du plateau ASP, avec les sources impliquées ont été schématisées sur la figure 2-24.



3.

L'île d'Amsterdam : une nouvelle approche

OTHER FORMS OF JETLAG:



I. L'ÎLE D'AMSTERDAM, UN VOLCAN PEU CONNU

L'île d'Amsterdam est située à 37°50'S 77°34'E, sur la partie Antarctique du plateau ASP. Elle en constitue, avec l'île St. Paul la seule partie émergée. Cette île fait partie des Terres Australes et Antarctiques Françaises et la station scientifique Martin de Viviès y a été établie (figure 3-1).

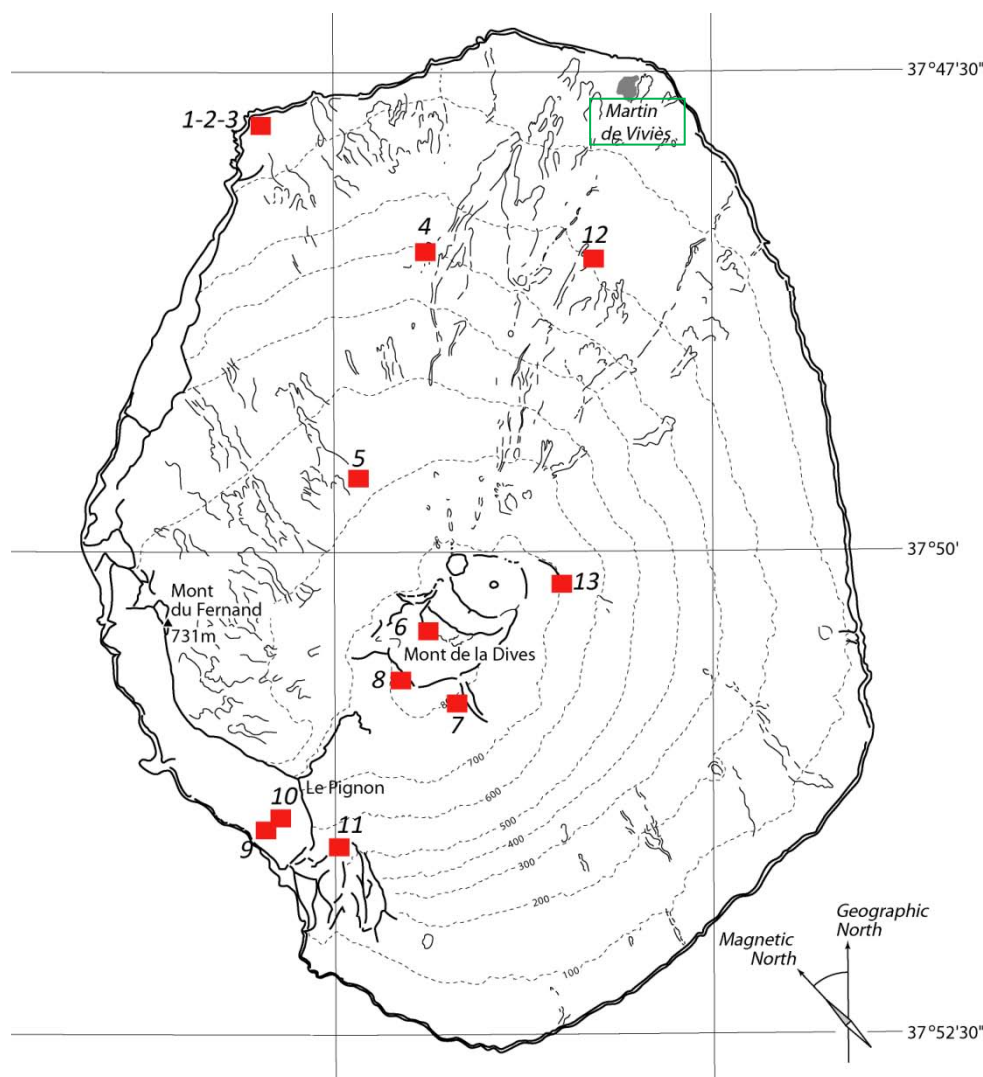


Figure 3-1 : Carte de l'île d'Amsterdam avec la localisation de la base Martin de Viviès. La localisation des sites de prélèvement des échantillons utilisés dans cette étude est également représentée [carte modifiée d'après Carvallo et al., 2003]

Cette île présente une forme d'ellipse d'axes 9,8 km par 7,4 km pour un volume de 58km³ [Doucet et al., 2004]. Elle est entourée de falaises d'érosion marine, de 30 à 60 m de haut, à l'exception de quelques zones où des coulées de lave récentes se sont épanchées jusqu'en mer. Sa

bordure Ouest est entaillée par deux failles à l'origine d'une falaise de 600 à 700 m de haut comme le montre le modèle numérique de terrain présent en figure 3-2.

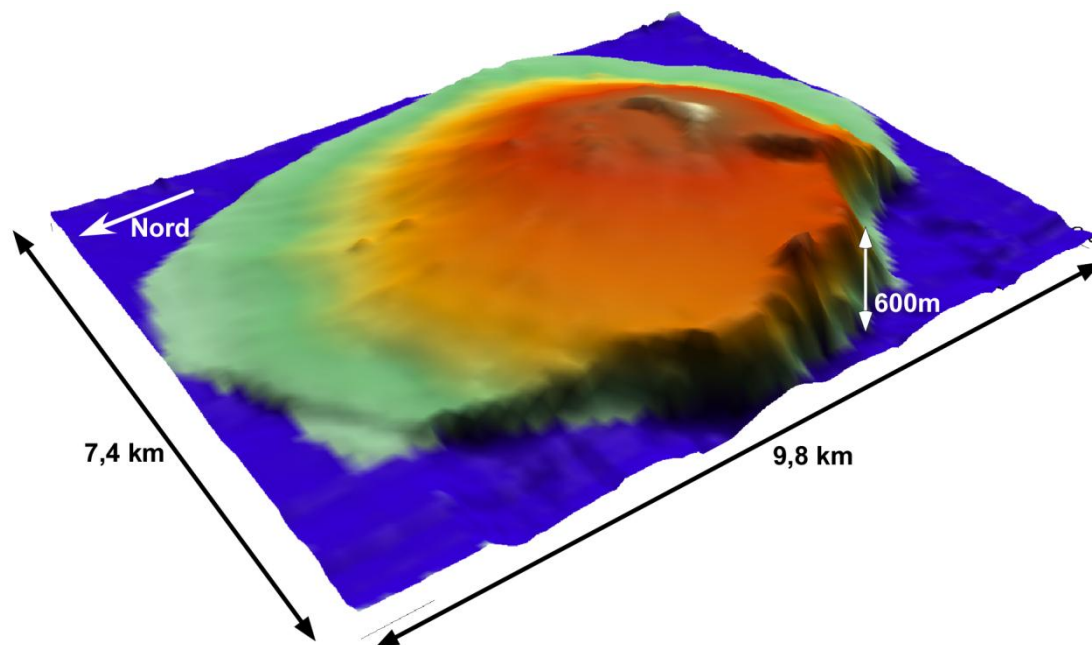


Figure 3-2 : modèle numérique de terrain de l'île d'Amsterdam réalisé par digitalisation de courbes de niveau à partir de la carte IGN.

Ces failles permettent la mise à l'affleurement des séries plus anciennes de l'édification de l'île. L'île d'Amsterdam n'a été que peu étudiée, en partie sans doute à cause de son isolement et des conditions météorologiques. Toutefois, les premières études datent du 18^e siècle avec Hoschstetter [1866], Velain [1878], puis Philippi [1909] et Reinisch [1909]. A partir de 1970, elle fut l'objet d'un regain d'intérêt avec des études :

- Pétrographiques : Girod et al. [1971], Gunn et al. [1971-75]
- Géochimiques (élémentaire et isotopique) : Hedge et al. [1973], Watkins et al. [1975], Dupré&Allègre [1983], Hamelin et al. [1985-86], Dosso et al. [1988], Michard et al. [1986] et surtout Doucet et al. [2004].
- Paléomagnétiques : Watkins&Nougier [1973] et Carvallo et al. [2003]
- Géophysiques : Royer&Schlisch [1988], Conder et al. [2000], et Scheirer et al. [2000]

L'édification de l'île s'est faite en deux étapes. Elle débute par la construction du paléo-volcan Fernand, et se poursuit par une migration volcanique de 2km vers le NE avec la construction du néo-volcan de la Dives. Les données magnéto-stratigraphiques indiquent que l'édification de l'île s'est faite il y a moins de 700 000 ans. Carvalho *et al.* [2003] ont daté des coulées de lave à 26 +/- 15 ka et 18 +/- 9 ka. Géochimiquement les roches de l'île sont des tholéiites et montrent une forte homogénéité isotopique avec par exemple $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,7039 \pm 0,0001$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,08 \pm 0,06$ et $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,28313 \pm 0,00003$ [Doucet *et al.*, 2004].

L'objectif de ce chapitre est d'apporter de nouvelles contraintes, tant géochimiques que géochronologiques, et de replacer ces observations locales dans le contexte plus vaste du plateau.

II. L'ÎLE D'AMSTERDAM : JEUNE ET HOMOGÈNE ?

1. COMPOSITION ÉLÉMENTAIRE

Les résultats d'analyses des éléments majeurs et traces ont été synthétisés dans la table 3-1. Les échantillons manquants par rapport à la liste présente en introduction sont ceux dont la mauvaise qualité ne permettait pas une analyse chimique fiable.

Dans un diagramme TAS (figure 3-3) les échantillons sont situés dans le champ des basaltes tholéiitiques mais ont une composition moyennement alcaline avec des concentrations en alcalins totaux > 2,9%. Par rapport aux données de la littérature, nos échantillons sont plus pauvres en SiO₂ pour une teneur en alcalins comparable. On peut observer une tendance à l'enrichissement en alcalins plus important que celui en SiO₂ notamment avec l'échantillon AMS07-7, situés sur la droite d'alcalinité. Cette tendance est similaire mais plus marquée que pour les données antérieures.

Table 3-1 : Composition élémentaire des échantillons de l'île d'Amsterdam.

Les éléments majeurs ont été mesurés par ICP-AES et sont exprimés en %. Les éléments en trace ont été mesurés par HR-ICP-MS et sont exprimés en ppm.

	AMS07-1	AMS07-4	AMS07-5	AMS07-6	AMS07-7
SiO₂	48,5	48,1	47,9	47,3	49,3
TiO₂	1,60	1,60	2,09	1,65	2,84
Al₂O₃	17,9	18,0	14,7	17,9	14,4
Fe₂O₃	10,2	10,3	13,0	10,4	14,9
MnO	0,157	0,162	0,204	0,165	0,241
MgO	4,99	5,12	6,10	5,57	3,23
CaO	11,7	11,7	10,6	11,9	8,6
Na₂O	2,42	2,35	2,41	2,33	3,08
K₂O	0,77	0,74	0,78	0,66	1,34
P₂O₅	0,222	0,202	0,246	0,198	0,472
Total	98,47	98,19	97,97	98,08	98,43
Cs	0,233	0,208	0,253	0,193	0,530
Rb	17,8	15,5	18,1	13,7	35,2
Ba	230	204	236	194	417
Th	1,79	1,63	2,15	1,71	4,13
U	0,398	0,348	0,468	0,349	0,881
Nb	23,2	19,4	27,3	22,7	50,2
Ta	1,28	1,17	1,66	1,35	2,89
La	14,04	13,3	17,2	13,1	37,8
Ce	29,23	28,0	36,0	27,2	78,3
Pr	3,60	3,51	4,54	3,45	9,80
Pb	1,16	1,14	1,37	1,18	2,56
Nd	15,3	14,9	19,1	14,8	40,4
Sr	352	320	292	325	296
Sm	3,63	3,49	4,54	3,55	9,21
Zr	119	106	145	115	288
Hf	2,66	2,38	3,28	2,60	5,83
Eu	1,32	1,25	1,58	1,30	2,61
Gd	4,08	3,84	5,16	4,05	10,26
Tb	0,654	0,622	0,840	0,650	1,632
Dy	3,98	3,82	5,18	4,02	10,05
Ho	0,830	0,788	1,068	0,824	2,047
Er	2,286	2,17	2,96	2,28	5,65
Y	23,2	22,3	30,6	23,9	63,3
Yb	2,05	1,94	2,69	2,05	4,99
Lu	0,297	0,280	0,386	0,298	0,720

	AMS07-8	AMS07-10	AMS07-11	AMS07-13
SiO₂	48,4	49,0	48,3	49,0
TiO₂	1,86	2,15	2,23	2,14
Al₂O₃	16,8	15,3	14,5	14,2
Fe₂O₃	11,5	11,0	13,9	13,2
MnO	0,182	0,188	0,203	0,210
MgO	4,97	3,69	4,64	6,11
CaO	11,2	11,0	10,2	11,1
Na₂O	2,55	2,96	2,91	2,58
K₂O	0,70	0,89	0,68	0,77
P₂O₅	0,230	0,263	0,273	0,256
Total	98,38	96,41	97,81	99,54
Cs	0,225	0,511	0,515	0,247
Rb	15,8	25,4	14,4	17,3
Ba	224	290	218	227
Th	2,02	2,35	2,23	2,25
U	0,434	0,531	0,452	0,462
Nb	25,1	28,8	27,3	26,4
Ta	1,49	1,70	1,61	1,60
La	16,4	19,3	19,1	18,2
Ce	34,4	41,1	39,4	38,0
Pr	4,33	5,21	5,03	4,83
Pb	1,40	1,62	1,48	1,13
Nd	18,4	22,0	21,3	20,6
Sr	309	337	326	299
Sm	4,39	5,26	5,13	5,04
Zr	136	156	154	151
Hf	3,05	3,41	3,44	3,46
Eu	1,54	1,78	1,78	1,72
Gd	5,01	5,85	5,83	5,75
Tb	0,818	0,948	0,950	0,941
Dy	5,05	5,75	5,84	5,77
Ho	1,04	1,17	1,20	1,18
Er	2,87	3,21	3,29	3,24
Y	30,7	35,1	36,0	35,2
Yb	2,57	2,86	2,91	2,90
Lu	0,377	0,411	0,424	0,424

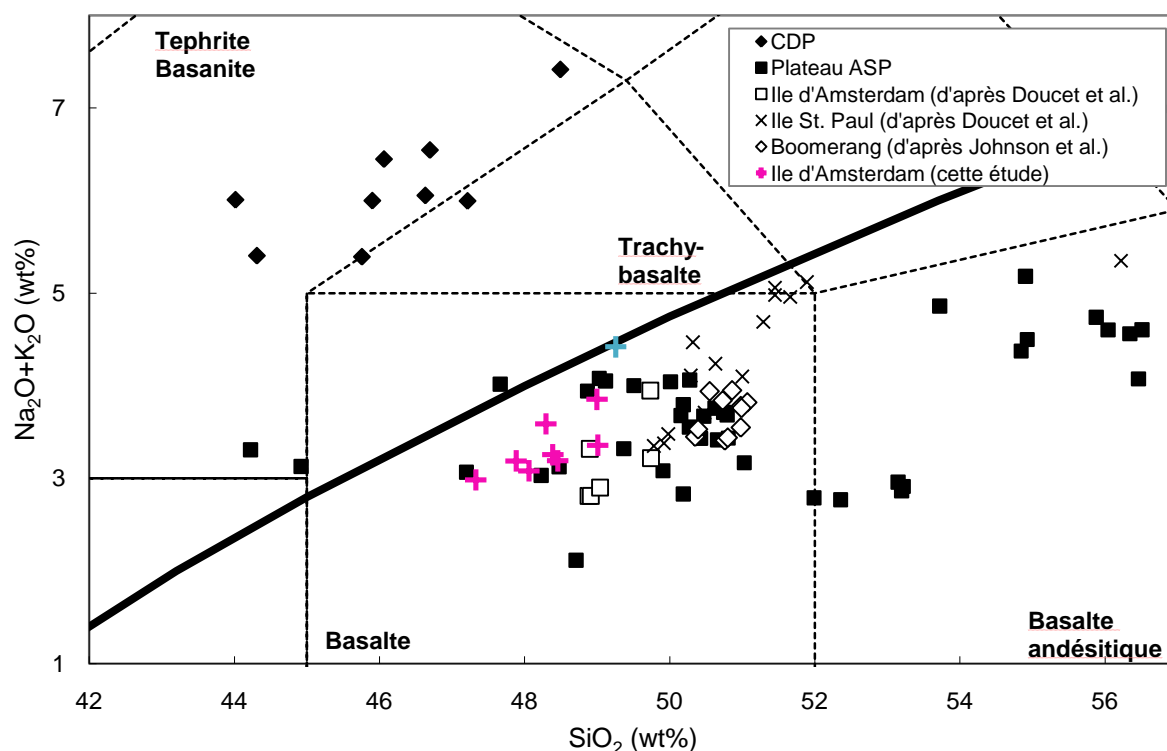


Figure 3-3: Diagramme TAS (total alkalis vs. Silica d'après LeBas et al., [1991]). Les échantillons du plateau ASP et de la CDP sont indiqués pour information. Les données de la littérature sont tirées de Johnson et al. [2000] et Doucet et al. [2004]. La croix bleue correspond à l'échantillon AMS07-7.

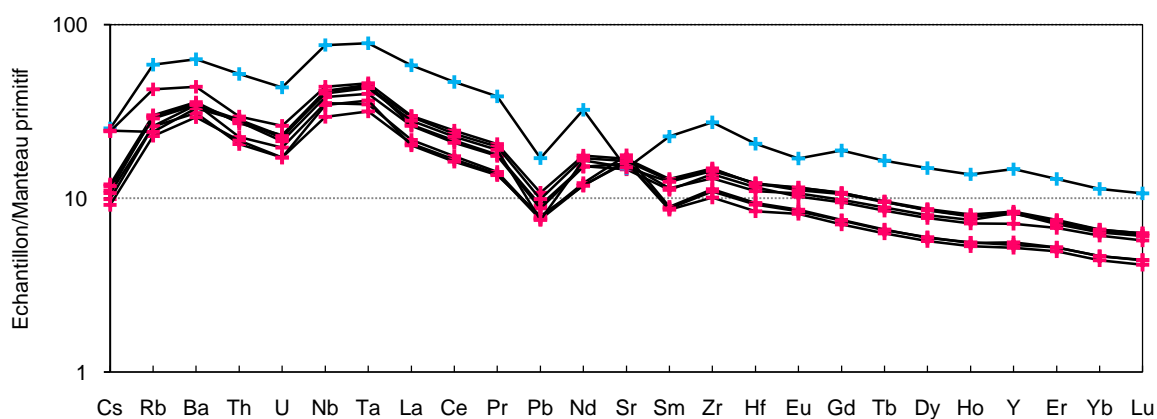


Figure 3-4: Spectres d'éléments trace normalisés au manteau primitif [McDonough&Sun, 1995]. Le spectre avec la croix bleue correspond à l'échantillon AMS07-7.

On peut noter des anomalies positives en Nb et Ta ainsi qu'une anomalie négative en Pb. Le Sr présente lui une anomalie variable selon les échantillons, de positives pour AMS07-8 à négative pour AMS07-7. Cette inversion de l'anomalie est liée à la cristallisation massive de plagioclases confirmée par l'observation macroscopique et microscopique des roches. Comme pour les éléments

majeurs, l'échantillon AMS07-7 montre la composition la plus évoluée de l'ensemble de la série. Du fait de l'absence d'analyses complètes d'éléments en trace dans la littérature nous n'avons pas pu faire de comparaison globale. Toutefois, les données sur les éléments disponibles indiquent des tendances comparables pour les îles Amsterdam et St. Paul.

2. COMPOSITION ISOTOPIQUE

Les résultats d'analyses isotopiques ont été synthétisés dans la table 3-2. La composition isotopique de nos échantillons en Sr, Nd et Pb est comparable à celle disponible dans la littérature comme le montre la figure 3-5.

Table 3-2 : Composition isotopique des échantillons de l'île d'Amsterdam. L'échantillon AMS07-10b correspond à une esquille de verre séparé de la roche AMS07-10a

	AMS07- 1	AMS07- 4	AMS07- 5	AMS07- 6	AMS07- 7
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,703954	0,703948	0,703891	0,703906	0,703971
Erreur 2 σ	0,000006	0,000006	0,000007	0,000007	0,000007
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512842	0,512836	0,512845	0,512843	0,512854
Erreur 2 σ	0,000014	0,000012	0,000016	0,000014	0,000008
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19,040	19,067	19,076	19,017	19,058
Erreur 2 σ	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,613	15,618	15,615	15,611	15,609
Erreur 2 σ	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39,425	39,461	39,444	39,364	39,421
Erreur 2 σ	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004

	AMS07- 8	AMS07- 10a	AMS07- 10b	AMS07- 11	AMS07- 13
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,703936	0,703966	0,703978	0,704045	0,703880
Erreur 2 σ	0,000007	0,000006	0,000006	0,000006	0,000006
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512847	0,512851	0,512852	0,512853	0,512840
Erreur 2 σ	0,000012	0,000009	0,000011	0,000008	0,000008
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,958	19,110	19,112	19,073	19,058
Erreur 2 σ	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,610	15,617	15,616	15,611	15,609
Erreur 2 σ	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39,287	39,512	39,519	39,459	39,444
Erreur 2 σ	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003

Figure 3-5: Diagrammes isotopiques des échantillons de l'île d'Amsterdam. Les données antérieures des îles Amsterdam et St. Paul sont de Doucet et al, [2004]. Les données de la CDP et du plateau ASP sont indiquées à titre d'information. Les compositions des MORB Pacifiques et de la SEIR sont adaptées de Meyzen et al., [2007] Les valeurs d'OIB sont une compilation des bases de données GEOROC (<http://georoc.mpch.mainz.gwdg.de>) et PETDB (<http://www.petdb.org>)

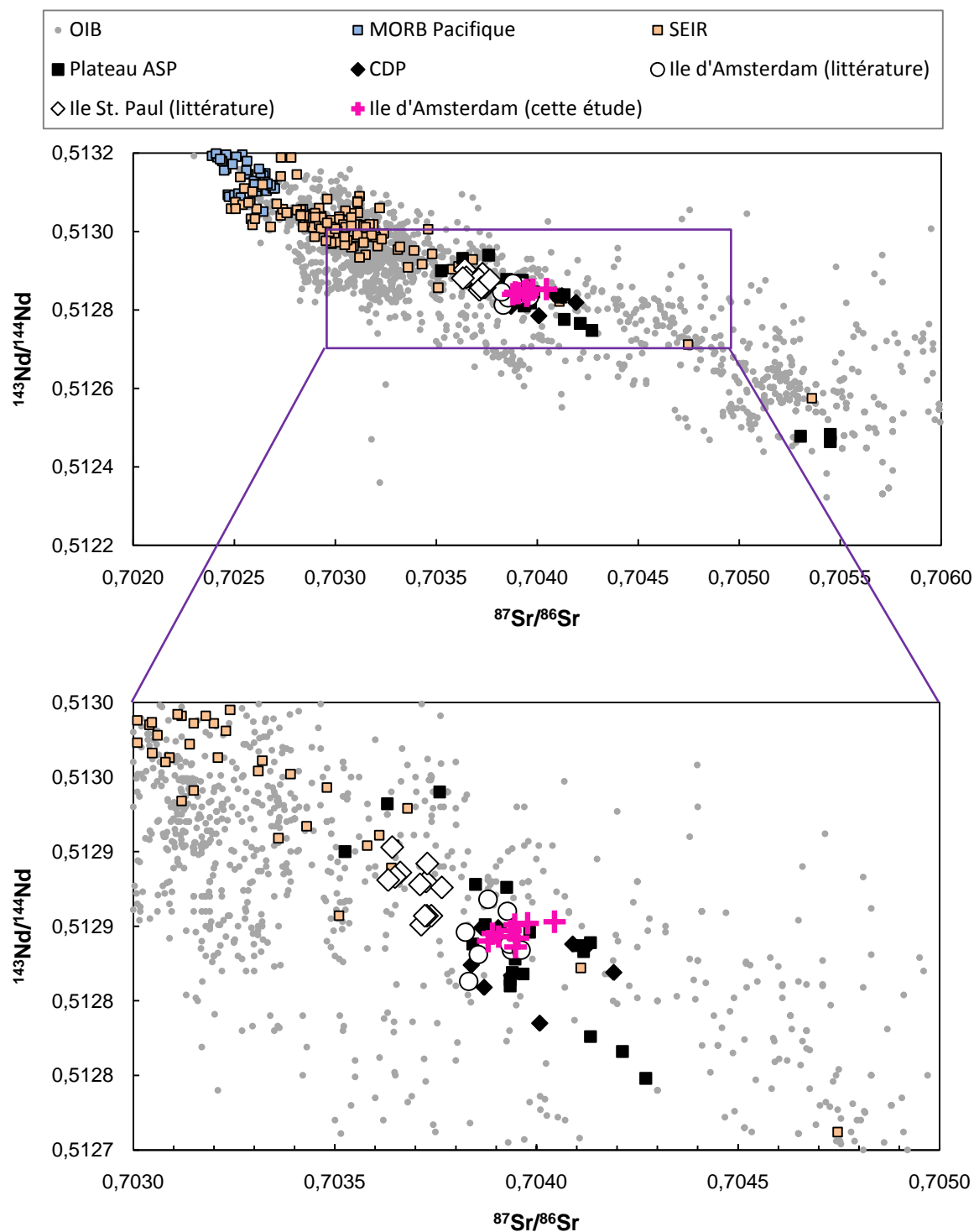
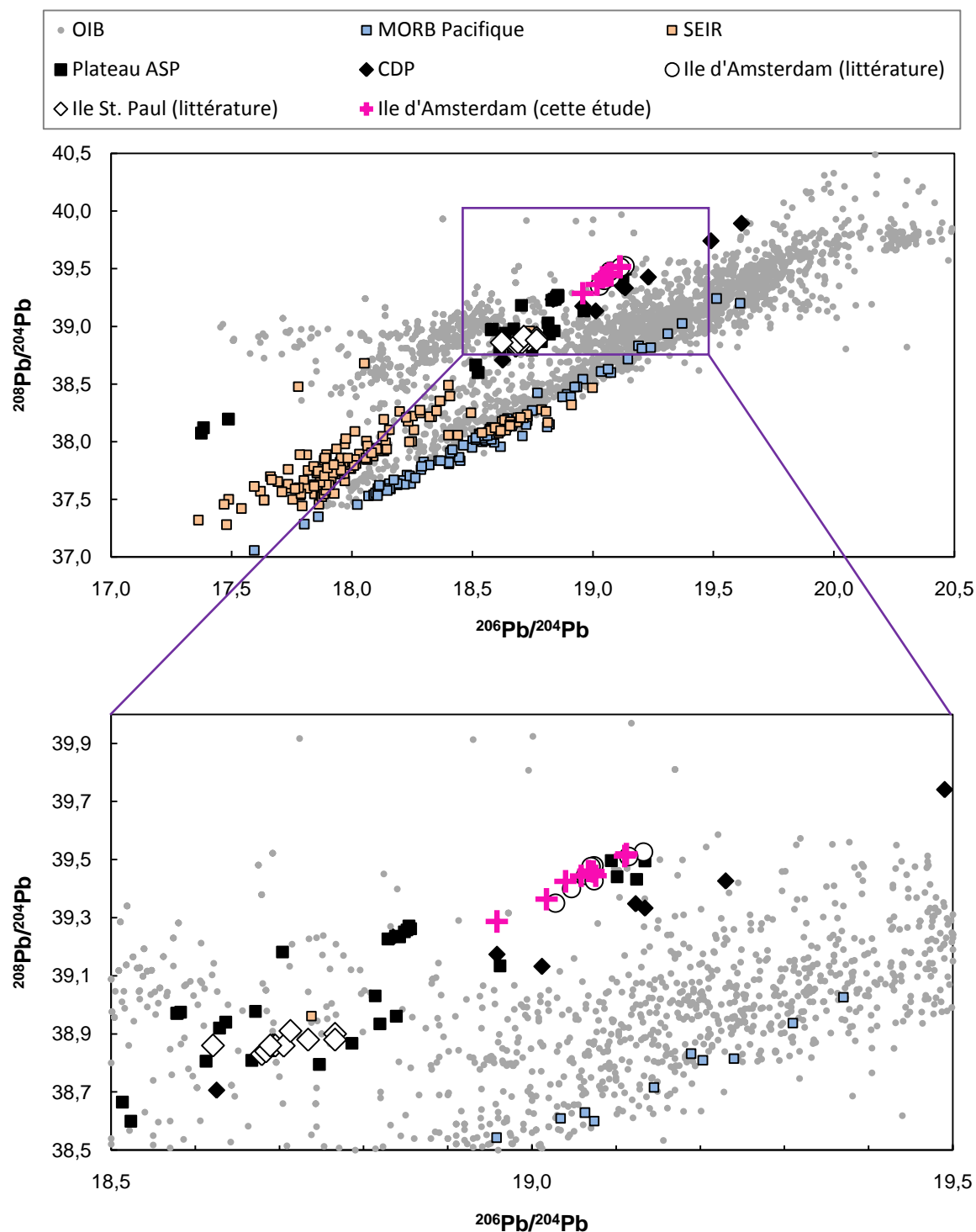


Figure 3-5: Diagrammes isotopiques des échantillons de l'île d'Amsterdam. Les données antérieures des îles Amsterdam et St. Paul sont de Doucet et al., [2004]. Les données de la CDP et du plateau ASP sont indiquées à titre d'information. Les compositions des MORB Pacifiques et de la SEIR sont adaptées de Meyzen et al., [2007]. Les valeurs d'OIB sont une compilation des bases de données GEOROC (<http://georoc.mpch.mainz.gwdg.de>) et PETDB (<http://www.petdb.org>)



Les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb de nos échantillons sont conformes aux données précédemment acquises et confirment la relative homogénéité de l'île d'Amsterdam. Cette composition est comparable à certains échantillons des dragues 1, 2, 4 et 37 qui sont localisées sur le plateau ASP, à proximité de l'île. Dans un diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, Doucet *et al.* [2004] ont montré que les échantillons de l'île définissaient une tendance entre un « pôle Amsterdam » et des MORB Indiens. Nos échantillons marquent et amplifient cette tendance avec AMS07-8 ayant le caractère MORB le plus marqué.

3. GÉOCHRONOLOGIE

Il n'existe que peu de données radiométriques concernant l'âge de l'île d'Amsterdam. Sur les dix échantillons de l'île, seuls trois étaient de qualité suffisante pour être datés par la méthode K-Ar. AMS07-4 et AMS07-7 se sont révélés trop jeunes pour obtenir un âge chiffré. AMS07-13 a été daté à 19 ± 7 ka. Les valeurs mesurées pour cet échantillon sont regroupées dans la table 3-3 et les différents âges connus pour l'île sont représentés sur la carte en figure 3-6.

Table 3-3 : Age de l'échantillon AMS07-13. Le calcul d'âge est basé sur les valeurs de décroissance et d'abondance de Steiger et Jäger [1977]

Echantillon	K* (wt.%)	Poids fondu (g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (%)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-14} moles/g)	$^{40}\text{Ar}^*$ (10^{-14} moles/g) weighted mean $\pm 1\sigma$	Age moyen en ka ($\pm 2\sigma$)
AMS-13	0.573 ± 0.006	1.50122	0.160	1.922		
AMS-13	"	1.50317	0.230	1.881	1.897 ± 0.353	19 ± 7

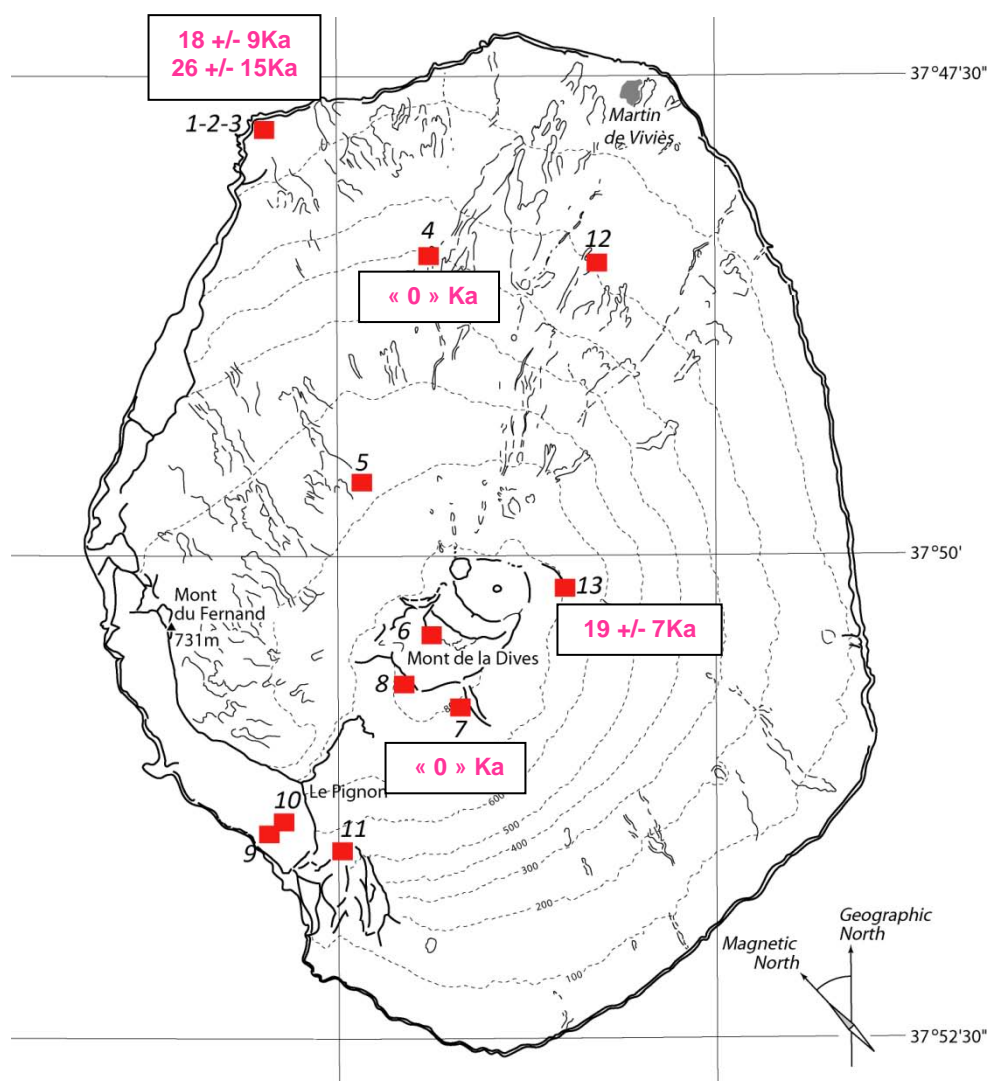


Figure 3-6: Position géographique des échantillons datés. Les 2 dates localisées sur le site de prélèvement 1-2-3 sont tirés de Carvalho et al. [2003]

L'échantillon AMS07-13, prélevé à proximité du sommet de l'île a donc un âge semblable (aux erreurs près) aux échantillons prélevés dans des zones plus basses. Il ne semble donc pas y avoir de lieu d'émission préférentiel à cette échelle de temps mais le peu de données, ainsi que la marge d'erreur importante pour des âges aussi jeunes, incitent néanmoins à la prudence.

III. L'ÎLE D'AMSTERDAM : INFLUENCE CONTINENTALE ET RÉSERVOIR INTERMÉDIAIRE

1. L'ÎLE D'AMSTERDAM DANS LE PLATEAU ASP

Nous venons de voir que l'île d'Amsterdam a une composition assez homogène isotopiquement. Nous n'avons pas de contraintes temporelles sur l'échantillon AMS07-09 mais vue sa localisation, il semble appartenir à la série du paléo-volcan du Fernand. Son état d'altération a empêché une analyse géochimique fiable donc nous ne pouvons conclure au sujet de l'homogénéité de l'île dans son ensemble ou seulement du néo-volcan de la Dives. Cependant, AMS07-10, prélevé plus haut dans la même falaise, est stratigraphiquement le plus ancien de nos échantillons analysés et sa composition est comparable au reste de l'île. Doucet *et al.* [2004] ont montré que l'île St. Paul avait également une composition assez homogène. Ces apparentes homogénéités sont contraires à ce qui est observé sur le reste du plateau ASP. En effet, nous avons dans le chapitre précédent qu'au sein d'une même drague et d'un même édifice volcanique la variabilité pouvait être importante. Nous avons par exemple analysé trois échantillons du volcan La Fontaine qui ont révélé des compositions différentes (plus ou moins variables selon les éléments):

- $0,703864 < {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} < 0,704090$
- $0,512849 < {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} < 0,512838$
- $19,012 < {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 19,134$
- $15,611 < {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 15,640$
- $39,132 < {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} < 39,333$
- $0,282989 < {}^{176}\text{Hf}/{}^{177}\text{Hf} < 0,283006$

De plus, les âges mesurés sur cet édifice vont de 2,08 à 0,686 Ma. Au niveau du plateau ASP, les différents seamounts présentent également des compositions variables selon l'échantillon analysé.

La seule drague très homogène en composition est PLU DR6. Cette drague ayant été effectuée à l'axe de la SEIR, elle a permis le prélèvement de nombreux échantillons d'âge actuel. L'homogénéité des différentes mesures de PLU DR6 est donc probablement à relier à un seul et même événement magmatique et correspondrait donc plus à un « biais d'échantillonnage » qu'à une homogénéité de source à l'échelle d'une drague.

Tous les échantillons datés de l'île d'AMS étant dans la même gamme d'âge, l'ignorance de l'âge de AMS07-10 ne nous permet pas d'estimer à quelle échelle de temps cette homogénéité existe. Les échantillons analysés tant sur l'île d'Amsterdam que sur l'île St. Paul ont été prélevés sur la couverture superficielle des volcans et correspondent donc à des événements récents (ou du moins appartenant à la même période d'activité comme le suggèrent les datations réalisées dans les différentes études). De ce fait, il est très probable que l'ensemble des échantillons analysés correspondent en fait à un seul événement ou à une seule succession d'événements, i. e. la dernière phase de construction.

L'augmentation de la variabilité de concentrations pour les éléments les plus incompatibles ainsi que le décalage du spectre d'éléments traces de l'échantillon AMS07-7 par rapport aux autres indique en outre des processus de cristallisation fractionnée.

Nous interprétons donc l'homogénéité des échantillons de l'île d'Amsterdam ainsi que la courte période enregistrée comme l'existence d'un réservoir intermédiaire dans la structure du plateau, entre la zone de fusion partielle et l'émission de surface. Dans ce réservoir des processus de brassage et de cristallisation fractionnée se produisent sur le magma stocké. L'émission en surface en plusieurs épisodes engendre donc des éruptions successives de laves isotopiquement homogènes. La conséquence de la présence de ce réservoir est donc une homogénéité apparente à petite échelle, alors que sur le reste du plateau transparait une hétérogénéité à petite échelle (comme schématisé sur la figure 3-7). Entre les formations du paléo-volcan du Fernand et du néo-volcan de la Dives l'activité volcanique a migré vers le NE. Il est possible que cette migration soit liée à une migration ou à une modification de la chambre magmatique. Dans ce cas, des analyses isotopiques sur des laves du paléo-volcan du Fernand permettraient de contraindre la durée d'activité de ce type de réservoir.

2. L'INFLUENCE DE L'ANOMALIE DUPAL

L'île d'Amsterdam, qui n'est en fait qu'une partie émergée du plateau ASP, est le produit des mêmes types de processus que les autres structures qui le composent. Sa construction résulte donc d'un mélange en proportions variables de panache ASP, de manteau supérieur Indien et de croûte continentale inférieure. Les mécanismes et processus responsables de l'hétérogénéité géochimique des laves du plateau ASP et des seamounts de la CDP permettent un très grand nombre d'éventuelles compositions résultantes. Par rapport à l'île St. Paul, l'île d'Amsterdam semble liée à une proportion plus importante de matériel d'origine continentale avec un $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ et un

$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ plus important. Nous avons par ailleurs vu que les échantillons de l'île St. Paul se rapprochaient du trend ASP-DM défini par les autres échantillons du plateau. Par rapport aux autres échantillons du plateau, l'île d'Amsterdam a $\Delta(\text{Hf})$ particulièrement important et compris en +4,3 et +6 [Doucet *et al.* 2004]. L'influence de l'anomalie DUPAL est donc plus marquée dans les laves de l'île d'Amsterdam que dans celles de l'île St. Paul.

Ainsi, contrairement aux conclusions de Doucet *et al.*, [2004] nous pensons que les différences de composition entre les îles Amsterdam et St. Paul ne sont pas liées à une proportion plus importante de croûte océanique+sédiments dans la source de St. Paul, mais à des différences de proportions granulites à grenat. Celles-ci, en quantité plus importante dans la source de l'île Amsterdam, y aurait engendrée une influence plus importante de l'anomalie DUPAL dans la composition des laves par rapport à celles de l'île St. Paul.

IV. CONCLUSION

En conclusion pour ce chapitre, nous pouvons donc résumer les processus de construction de l'île d'Amsterdam, ou du moins du néo-volcan de la Dives comme ceci :

- (i) Mélange du panache ASP avec le manteau supérieur Indien contaminé par des granulites à grenat et plagioclase.
- (ii) Migration de magma en travers du plateau et formation d'un réservoir intermédiaire
- (iii) Cristallisation fractionnée dans ce réservoir
- (iv) Eruptions à différents stades de différenciation sur une « courte » période de temps

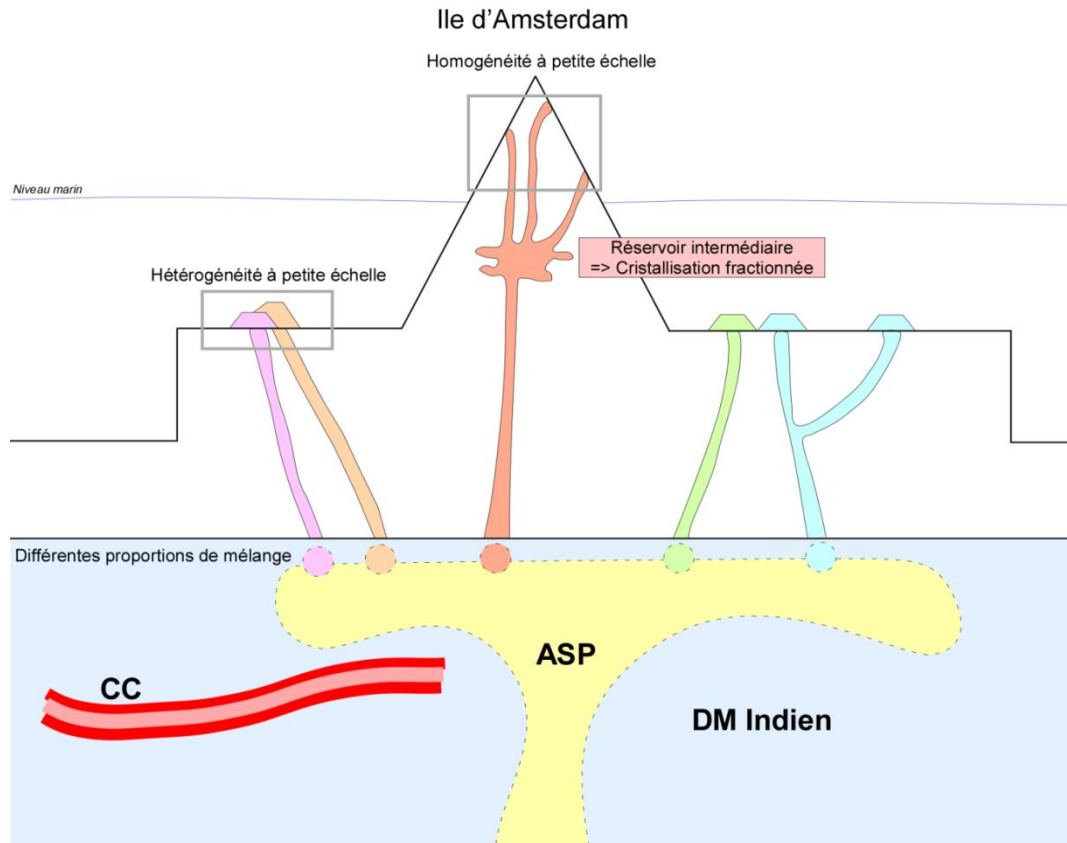


Figure 3-7: Schématisation de la formation d'un réservoir intermédiaire sous l'île d'Amsterdam expliquant son apparente homogénéité. La composition des échantillons est régie par un mélange à trois composantes dans des proportions variables symbolisé par les mélanges entre les couleurs bleue, jaune et rouge)
 ASP: panache Amsterdam-St. Paul (jaune)
 CC: croute continentale inférieure (rouge)
 DM : manteau appauvri (bleu)
 Les différents éléments ne sont pas à l'échelle

Conclusions et Perspectives



Au terme de cette étude consacrée au point chaud Amsterdam-St. Paul, et à son interaction avec la dorsale Sud-est Indienne, les résultats obtenus sont de deux ordres :

- (1) D'ordre « local », avec la caractérisation du point chaud en tant que tel, de sa composition, de son mouvement, et de ses influences.
- (2) D'ordre « global » avec des implications au niveau de l'océan Indien, de l'anomalie DUPAL, et de la plaque Capricorne.

L'étude du plateau ASP et de la CDP a permis de mettre en lumière que le panache ASP avait une origine profonde. Sa composition est proche du composant C mais enrichie en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ par rapport au $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Cette information cumulée aux isotopes du Sr, Nd et Hf suggère que le panache est lié à un recyclage via la subduction de croûte océanique chargée de moins de 1% de sédiments pélagiques vieux de 1,5Ga,. De plus, l'étude géochronologique a mis en évidence un mouvement du panache de 1 à 2 cm/an vers le sud-ouest. Ce mouvement se produit à l'encontre du flux asthénosphérique et implique donc un ancrage du panache, ce qui va également dans le sens d'une origine profonde.

L'expression du panache en surface se fait de façon pulsatile et préférentiellement selon des zones de faiblesses lithosphériques. La CDP, qui était supposée être la trace du point chaud avant son interaction avec la SEIR, est en fait constituée de deux générations de volcans aux morphologies différentes. La première génération, daté à ~9Ma, est constituée d'édifices imposants ayant probablement eu une phase émergée. La deuxième génération, quant à elle âgée de moins de 2Ma, et consiste en des édifices plus petits. Ces édifices jeunes se sont formés à la suite de la migration de matériel du panache sous le plateau ASP lors du dernier pulse, matériel émis en surface à la faveur d'une zone de faiblesse par rapport à un plateau épaissi. L'expression de surface du panache en dehors du plateau est favorisée par les contraintes diffuses entre les plaques Capricorne et Australie. L'orientation de la CDP, ainsi que des édifices qui la composent indiquent que le maximum de divergence se produit selon une orientation N155°.

L'expression du panache en surface semble également être dirigée principalement vers le nord-est, que ce soit au niveau de la CDP ou au niveau des segments de SEIR adjacents au plateau. En effet, la composition des laves du segment H de la SEIR, adjacent au nord, montre l'influence du point chaud ASP sur celui-ci. A l'inverse, le segment de SEIR adjacent au sud ne semble pas actuellement influencé par le point chaud. Cette direction préférentielle de l'expression et de l'influence du panache est probablement à relier aux flux asthénosphériques Sud-ouest/Nord-est de l'océan Indien.

.L'interaction entre le panache ASP et la SEIR a permis la construction du plateau éponyme. Les compositions des laves du plateau montrent son mélange avec le manteau supérieur Indien, et révèlent ainsi la nature de celui-ci. Le manteau supérieur Indien est de nature appauvri et contaminé par un composant atypique qui influence directement la composition des laves du plateau. Ce composant est l'expression locale de l'anomalie DUPAL que l'on retrouve le long des trois dorsales de l'océan Indien et le long de la MAR dans l'Atlantique sud. L'analyse géochimique et isotopique révèle que ce composant est de nature continentale et crustale inférieure avec une composition proche des granulites africaines à grenat et plagioclase. Durant la fracturation du Gondwana, et l'ouverture de l'océan, l'amincissement crustal aurait donc engendré la délamination et l'incorporation de lambeaux de croûte continentale inférieure dans le manteau supérieur Indien. L'apport en proportions variables du panache ASP, du manteau supérieur Indien et de ces lambeaux de granulite est responsable de la diversité de compositions observées dans les laves du plateau. En moyenne, 0,5 à 3% de granulites suffisent à expliquer l'enrichissement des laves du plateau par rapport à un mélange panache-manteau supérieur « normal » simple. Le caractère extrême observé dans les laves d'un édifice hors-axe du plateau nécessite un apport supérieur (6%) de croute continentale inférieure et est interprété comme la présence d'un grumeau de granulite sous le plateau.

La croute continentale inférieure a été proposée par de nombreux auteurs comme cause possible de l'anomalie DUPAL. Nos données renforcent donc ce modèle.

Des études antérieures avaient montré l'homogénéité de composition de l'île d'Amsterdam. Un complément d'échantillonnage et les analyses effectuées ont confirmé cette observation. Nous n'avons pas apporté de nouvelles contraintes sur la composition des laves de l'île St. Paul mais celle-ci semble également avoir une composition très homogène. Les différences de compositions entre les deux îles avaient été interprétées comme résultant de l'échantillonnage différentiel d'un panache mantellique hétérogène à l'échelle de 100 km. Or ces deux îles ne sont que les pointements aériens d'une structure beaucoup plus vaste. Il convient donc d'étudier de manière systématique le plateau ASP et la chaîne de seamounts associés afin de vérifier cette hypothèse.

Nous avons montré que les laves résultant de l'interaction entre le point chaud ASP et la SEIR présentent une grande variabilité de composition due au mélange entre le panache ASP et le manteau supérieur hétérogène de l'océan Indien. Cette variabilité s'exprime à l'échelle du plateau, mais également à l'échelle d'un seul édifice. De ce fait nous pensons que l'apparente homogénéité de l'île d'Amsterdam est due à l'existence d'un réservoir intermédiaire dans l'épaisse croûte que constitue le plateau. Le remplissage en un unique épisode de ce réservoir, suivi de la cristallisation fractionnée

du magma avant son éruption en surface explique l'apparente homogénéité isotopique des échantillons prélevés sur l'île. En outre, l'île d'Amsterdam présente une composition plus enrichie en Pb et Hf radiogéniques que l'île St. Paul, reflétant une plus grande proportion de matériel granulitique dans sa source. L'île d'Amsterdam est ainsi plus influencée par l'anomalie DUPAL que l'île St. Paul. Les différences de compositions entre les deux îles ne dérivent probablement pas de l'hétérogénéité du panache ASP mais plutôt de l'influence variable du manteau environnant.

D'une manière plus générale, cette étude a pleinement rempli ses objectifs et aura en outre permis de :

- Mettre en évidence l'influence de la géodynamique régionale sur l'expression de surface d'un point chaud, l'expression de surface du point chaud ASP étant directement contrôlée par les zones de faiblesses lithosphériques. De plus, les flux asthénosphériques semblent également influencer sur la migration des produits du panache.
- Apporter de nouvelles contraintes sur l'origine de l'anomalie DUPAL et ainsi contribuer à un débat dépassant le cadre de cette thèse.
- Montrer l'importance du pas d'échantillonnage par rapport à l'échelle des phénomènes étudiés.
- Coupler différentes approches géochimiques, morphologiques et géophysiques sur un même objet d'étude et ainsi tenter d'avoir une vision d'ensemble.
- Se rappeler que les hypothèses de départ ne présument en rien de ce que les données vont révéler... Les datations effectuées au niveau de la CDP ont été une surprise majeure et ont grandement contribué à l'originalité de ce travail.

La figure C est un schéma de synthèse représentant les principaux résultats obtenus au cours de cette thèse. Elle résume donc la caractérisation du point chaud Amsterdam - St. Paul et l'évolution de son interaction avec la dorsale Sud-est Indienne...

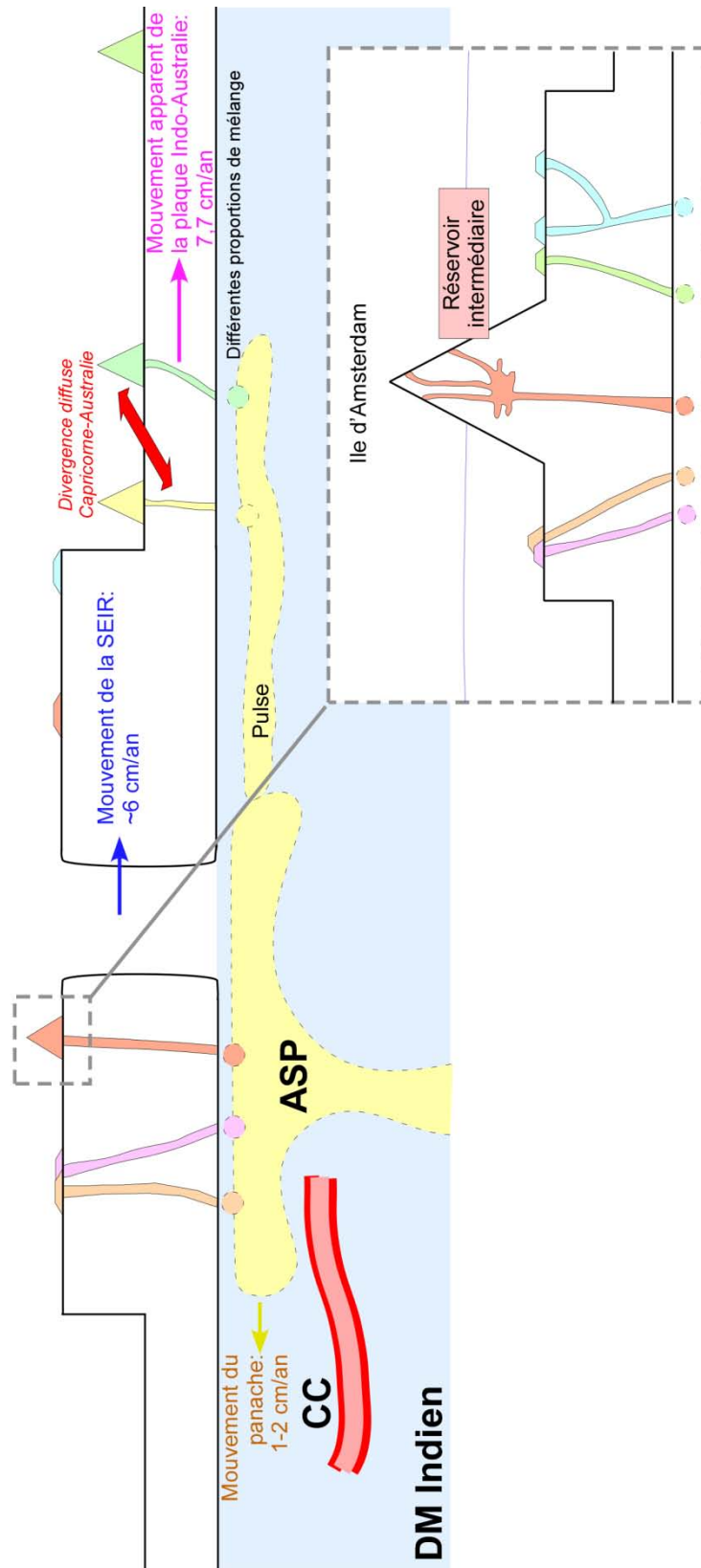


Figure C : schéma résumé de la thèse « Le plateau Amsterdam-St. Paul : caractérisation du point chaud éponyme et évolution de son interaction avec la dorsale Sud-est Indienne

ASP : panache ASP ; cc : croute continentale inférieure ; DM : manteau supérieur

Perspectives :

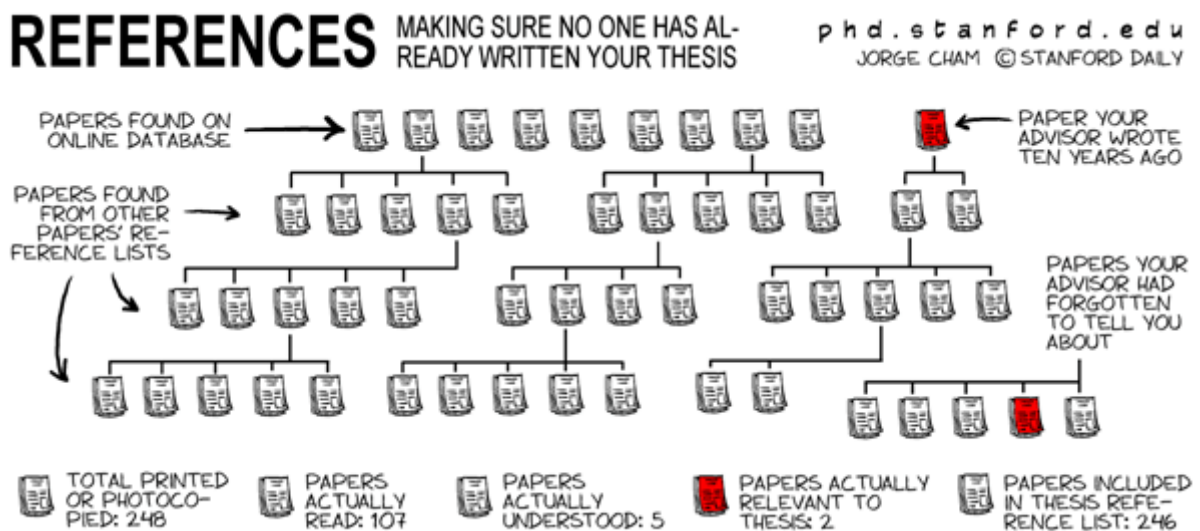
Ce travail, qui a été l'occasion d'une étude systématique du plateau ASP, a été limité par l'échantillonnage réalisé. De ce fait cette étude donne encore une vision partielle de la complexité de cette construction. Un complément d'échantillonnage permettrait d'apporter des contraintes spatio-temporelles plus fortes sur les processus impliqués. En janvier 2010 la mission GESEIR2, destinées à l'étude géochimique haute résolution de la SEIR, a également permis un nouvel échantillonnage des volcans La Bruyère, Voltaire, Du Bellay et Villon. L'analyse de ces échantillons permettra peut-être de préciser la répartition spatio-temporelle des sources et processus mis en évidence. De plus, les données tant bathymétriques qu'en termes d'échantillons sont absentes au-delà de la limite Sud-ouest du plateau (i. e. sur la plaque Antarctique). Il serait intéressant de rechercher d'éventuelles traces des pulses du panache au plus sud-ouest afin de préciser si l'activité du point chaud a bien lieu préférentiellement vers le nord ou si cette observation est un biais dû au manque de données. Toutefois, toute étude à l'échelle du plateau, et d'une manière générale dans le cadre sous-marin, nécessite une logistique extrêmement lourde et difficile à obtenir et à mettre en œuvre.

D'un point de vue plus local, un ré-échantillonnage de l'île d'Amsterdam, et notamment du niveau du paléo-volcan du Fernand, serait également indispensable. En effet, les échantillons étudiés sont issus de la partie superficielle et correspondent plus ou moins au même événement (ou à la même génération d'événements). La côte Ouest de l'île est potentiellement la cicatrice d'un effondrement d'un pan du volcan et donne donc accès à une archive ouverte de son histoire. Un échantillonnage systématique de toute la hauteur de l'affleurement permettrait donc de révéler d'éventuelles variations de source et de phénoménologie dans le temps. De plus, la datation des échantillons par des méthodes adaptés aux événements récents peu potassiques (en U-Th par exemple) permettrait de contraindre l'échelle de temps de ces éventuelles variations ainsi que la durée de ces phénomènes.

Enfin, et de manière plus générale, la mise au point de calculateurs de plus en plus puissants donne accès à des modélisations de plus en plus complexes. Ainsi il serait peut-être possible de contraindre de manière numérique le réalisme thermodynamique de l'ensemble des processus envisagés (typiquement la conservation d'un grumeau de croûte continentale dans le manteau) ainsi que les évolutions passées et futures des réservoirs impliqués.

Références

Bibliographiques



A-----

- Agranier, A., (2004). Echelle des hétérogénéités isotopiques le long de la ride Médio-Atlantique, apport des nouvelles techniques d'analyses. Thèse de Doctorat : 220p.
- Ackert, R.P., Singer, B., Guillou, H., Kaplan M.R., Kurz, M.D., (2003). Cosmogenic ^3He production rates from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar dated Patagonian lava flows at 47ES. *Earth Planet. Sci. Lett.* 219, 119-136.
- Aizawa, Y., Tatsumi, Y., Yamada, H., (1999). Element transport by deshydration of subducted sediment: implications for arc and ocean island magmatism. *The Island Arc* 8, 39-46.
- Allegre C.J., Staudacher T., Sarda P., Kurz M., (1983). Constraints on evolution on the earth's mantle from rare gas systematic. *Nature* 303, 762-766
- Allègre, C. J., Dupré, B., Lewin, E., (1986). Thorium/uranium ratio of the earth. *Chem. Geol.*, 56(3-4), 219-227.
- Allegre, C. J., Turcotte, D. L., (1986). Implication of a 2-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123-127.
- Allegre, C. J. (2005). *Géologie Isotopique*. Ed Belin 495p.
- Amante, C., Eakins, B. W., (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp.
- Arndt, N. T., Goldstein, S. L., (1989). An open boundary between lower continental crust and mantle: its role in crust formation and crustal recycling. *Tectonophysics*, 161, 201-212
- Arth, J. G., (1976). Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv.* 4, 41-47.

B-----

- Barling, J., Goldstein, S. L., Nicholls, I. A., (1994). Geochemistry of Heard Island (Southern Indian Ocean): characterization of an enriched mantle component and implications for enrichment of the sub-Indian Ocean mantle. *J. Petrol.* 35, 1017-1053.
- Barrat J-A., Keller F., Amossé J., Taylor R. N., Nesbitt R. W., Hirata T. (1996). Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards Newsletter* 20, 133-139
- Barrat, J-A. Yamagushi, A., Greenwood, R. C., Bohn, M., Cotton, J., Benoit, M., Franchi, I. A., (2007). The Stannern trend eucrites: contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71-16, 108-4124, doi:10.1016/j.gca.2007.06.001
- Barry, T. L., Saunders, A. D., Kempton, P. D., Windley, B. F., Pringle, M. S., Dorjnamjaa, D., Saandar, S. (2003). Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of Asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle spurces. *J. Petrol.* 44, 55-91.
- Behn, M. D., Conrad, C. P., Silver, P. G., (2004). Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 259-274.
- Ben Othman, D., White, W. M., Patchett, J. P., (1989). The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 94, 1-21.
- Bergman, E. A., Solomon, S.C. (1984). Source Mechanisms of Earthquakes Near Mid-Ocean Ridges From Body Waveform Inversion: Implications for the Early Evolution of Oceanic Lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 89(B13), 11415-11441.
- Birck, J.-L., (1986). Precision K-Rb-Sr isotopic analysis: application to Rb-Sr chronology. *Chem. Geol.* 56, 73-83.

- Blichert-Toft, J., Chauvel, C., Albarède, F., (1997). Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multi-collector ICP-MS. *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 248-260.
- Blichert-Toft, J., Arndt, N. T., (1999). Hf isotope compositions of komatiites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 439-451.
- Blichert-Toft, J., Agranier, A., Andres, M., Kingsley, R., Schilling, J. G., Albarède, F., (2005). Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge North of Iceland and ridge-hotspot interaction in the North Atlantic. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, doi:10.1029/2004GC000788.
- Braun, M.G. and Sohn, R.A., (2003). Melt migration in plume ridge systems. *Earth and Planetary Science Letter*, 213, 417-430

C

- Campbell, I. and Griffith, R.W., (1990). Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 99: 79–93.
- Cande, S. C., Kent, D. V., (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.* 100, 6093-6095.
- Cande, S. C., Stock, J., (2004) Cenozoic reconstructions of the Australia-New Zealand-South Pacific sector of Antarctica. In N. Exon, J. K. Kenett and M. Malone Editors, *The Cenozoic southern ocean: tectonics, sedimentation and climate change between Australia and Antarctica*, American Geophysical Union, p. 344.
- Caravallo, C., Camps, P., Ruffet, G., Henry, B., Poidras, T., (2003). Mono Lake or Laschamp geomagnetic event recorded from lava flows in Amsterdam Island (southeastern Indian Ocean). *Geophys. J. Int.* 154, 767-782.
- Cassignol C., Cornette Y., David B., Gillot P.Y., (1978). Technologie potassium-argon, C.E.N., Saclay. *Rapp. CEA R-4802*, p 37
- Cassignol C. & Gillot P.Y., (1982). Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating : experimental groundwork and applications. In : G.S. ODIN, Ed., *Numerical dating in stratigraphy*, Wiley, Chichester, p. 159-179
- Chakrabarti, R., Basu, A. R., Paul, D. K., (2007). Nd-Hf-Sr-Pb isotopes and trace element geochemistry of Proterozoic lamproites from the southern India: Subducted komatiites in the source. *Chem. Geol.* 236, 291-302.
- Charbit, S., Guillou, H., Turpin, L., (1998). Cross calibration of K-Ar standard minerals using unspiked Ar measurement technique. *Chem Geol.* 150, 147-159.
- Chauvel, C., Hofmann, A. W., Vidal, P., (1992). HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 110, 99-119.
- Chauvel, C., Hémond, C., (2000). Melting of complete section of oceanic crust: trace element and Pb isotopic evidence from Iceland. *Geochem? Geophys. Geosyst.* 1.
- Chauvel, C., Blichert-Toft, J., (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190, 137-151.
- Chauvel, C., Lewin, E., Carpentier, M., Arndt, N. T., Marini, J.-C., (2008). Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. *Nature Geoscience* 1, 64-67.
- Choi Sung Hi, Mukasa, S. B., Zhou Xin-Hua, Xian, X. H., Andronikov, A., V. (2008). Mantle dynamics beneath East Asia constrained by Sr-Nd-Pb and Hf isotopic systematic of Ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China. *Chem. Geol.* 248, 40-61.
- Coffin, M. F., Pringle, M. S., Duncan, R. A., Gladchenko, T. P., Storey, M., Müller, R. D., Gahagan, L. A. (2002). Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. *J. Petrol.* 43(7), 1121-1139.
- Cohen, R. S., O'Nions, R. K., Dawson, J. B., (1984). Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, 209-220.
- Conder, J. A., D. S. Scheirer, et D. W. Forsyth, (2000). Seafloor spreading on the Amsterdam-St. hotspot plateau. *Journ. Geophys. Res.*, 105, n° B4, 8263-8277

- Conder, J. A., Forsyth, D. W. (2001) Seafloor spreading on the Southeast Indian Ridge over the last one million years: a test of the Capricorn plate hypothesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 91-105.
- Conticelli, S., D'Antonio, M., Pinarelli, L., Civetta, L. (2002). Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks : Sr-Nd-Pb isotope data from Roman province and southern tuscany. *Mineral. Petrol.* 74, 189-222.
- Cotten, J., Le Dez, A., Bau, M., Maury, R., Dulsky, P., Fourcade, S., Bohn, M., Brousse, R. (1995). Origin and anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia. *Chem. Geol.* 119, 115-138.
- Courreges, E., (2010). Plateau de St. Paul & Amsterdam et Nord Kerguelen: interaction entre la dorsale Sud-est Indienne et deux point chauds. Thèse de doctorat.
- Courreges, E., Maia, M., Patriat, M., Pessanha, I., Roest, W., Royer, J.-Y., (2010). Evolution of ridge segmentation on the St-Paul&Amsterdam Plateau from 10 Ma, in the context of ridge-hotspot interaction. Submitted to *Journal of Geophysical Research*.
- Courtillot, V., Besse, J., Vandamme, D., Montigny, R., Jaeger, J.-J., Cappetta, H., (1986). Deccan flood basalts at the Cretaceous/Tertiary Boundary? *Earth Planet. Sci. Lett.* 80(3-4), 361-374
- Courtillot, V. E., Renne, P. R., (2003). On the ages of flood basalts events, *Comptes Rendus Geosciences*, 335(1), 113-140.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. and Stock, J., (2003). Three distinct type of hotspots in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letter*, 205: 295-308.

D-----

- Dalrymple, G.B., Lanphere, M.A., (1968). Potassium-Argon dating. Principles Techniques and Applications to Geochronology. W.H. Freeman and company, San Francisco. (251 pp).
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N. (2007). Instantaneous Deformation and Kinematics of the India-Australia Plate. *Geophys. J. Int.*, 168(2), 818-842.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. (1988). Intraplate Deformation and Closure of the Australia-Antarctica-Africa Plate Circuit. *J. Geophys. Res.-Solid Earth and Planets*, 93(B10), 11877-11897.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Royer, J.-Y. (2005). Motion between the Indian, Capricorn and Somalian Plates since 20 Ma: Implications for the Timing and Magnitude of Distributed Lithospheric Deformation in the Equatorial Indian Ocean. *Geophys. J. Int.*, 161, 445-468, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02598.x.
- Desa, M., Ramana, M. V., Ramprasad, T., (2009) ; Evolution of the late Cretaceous crust in the equatorial region of the northern Indian Ocean and its implication in understanding the plate kinematics, *Geophys. J. Int.*, 177, 1265-1278, doi: 10.1111/j.1365-256X.2009.04096.x.
- Devey, C. W., Hékinian, R., Ackermann, D., Binard, N., Francke, B., Hémond, C., Kapsimalis, V., Lorenc, S., Maia, M., Möller, H., Perrot, K., Pracht, J., Rogers, T., Statteger, K., Steinke, S. and Victor, P., (1997). The Foundation Seamount Chain : a first survey and sampling. *Mar. Geol.*, 137, 191-200
- Dobosi, G. Kempton, P. D., Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M. F., Greenwood, P. (2003). Lower crustal granulite xenoliths from the Pannonian basin, Hungary, part 2: Sr-Nd-Pb-Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, 671-683.
- Dosso L., Bougault H., Beuzard, P., Calvez, J. Y., Loron, J. L., (1988). The geochemical structure of the Southeast Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 88, 47-59.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C., Bollinger C., Bonnier O. and Etoubleau J., (1999). The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic ridge (31-41°N). *Earth Planet. Sci. Lett.* 170, 269-286
- Doucet, S., Giret, A., Weis, D., Scoates, J., (2003). Les îles Amsterdam et St. Paul. *Géologues*, 137, 10-15.

- Doucet, S., D. Weis, J. S. Scoates, V. Debaille, et A. Giret, (2004). Geochemical and Hf-Pb-Sr-Nd Isotopic constraints on the origin of the Amsterdam-St. Paul (Indian Ocean) hotspot basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 179-195
- Downes, H. (1987). Tertiary and quaternary volcanism in the massif central, France. *Spec. Public. Geol. Soc. London* 30, 517-530.
- Downes, H., Kempton, P. D., Briot, D., Harmon, R. S., Leyreloup, A. F. (1991). Pb and O isotope systematic in granulite facies xenoliths, French massif central: implications for crustal processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 342-357.
- Duncan, R. A., Hargraves, R. B., (1990). ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of basement rocks from the Mascarene Plateau, Chagos Bank and the Maldives Ridge. *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Results, Leg 115*, 43-51.
- Duncan, R. A., (1991). Age distribution of volcanism along aseismic ridges in the Eastern Indian Ocean. *Proceedings of Ocean Drill. Prog., Sci. Results*, 121.
- Duncan, R. A., Storey, M., (1992). The life of Indian Ocean hotspots, In: *Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monograph, American Geophysical Union* 70, 91-103.
- Duncan, R.A., Hogan, L.G., (1994). Radiometric dating of young MORB using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating method. *Geophys. Res. Lett.* 21(18), 1927-1930.
- Duncan, R. A., Tarduno, J. A., Scholl, D. W., (2006). Leg 197 Synthesis: Southward motion and geochemical variability of the Hawaiian Hotspot. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. A. Duncan, J. A. Tarduno, T. A. Davies and D. W. Scholl.*
- Dupré, B., Allègre, C. J. (1983): Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 303, 142-146.
- Dyment, J., Lin, J., Baker, E. T., (2007). Ridge-hotspot interactions, what mid ocean ridges tell us about deep processes. *Oceanography*, 20(1), 102-115.

E-----

- Escartin J., Cannat M., Pouliquen G., Rabain A., Lin J., (2001).Crustal thickness of the V-shaped ridges south of the Azores hotspot (36°-39°N) : constraints on ridge-hotspot interactions., *Journ. Geophys. Res.*, 106
- Escrig, S., Capmas, F., Dupré, B., Allègre, C. J., (2004). Osmium isotopic constraints on the nature of the DUPAL anomaly from Indian mid-ocean ridge basalts, *Nature* 431, 59-63.
- Escrig, S., Schiano, P., Schilling, J.-G., Allègre, C., (2005). Rhenium-osmium isotope systematic in MORB from the southern mid-Atlantic ridge (40-50°S). *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 528-548.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S. J., G., Blichert-Toft, J., Devey, C.W., Hofmann, A. W., (2002). The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematic of the Pitcairn hotspot. *Earth Planet. Sci. Lett.* 196, 197-212.
- Ewart, A., (1982). Petrogenesis of the tertiary anorogenic volcanic series of southern queensland, Australia, in the light of trace element geochemistry and O, Sr and Pb isotopes. *J. Petrol* 23, 344-382.

F-----

- Farnetani, C., G., Hofmann, A., W., (2009). Dynamics and internal structure of a lower mantle plume conduit. *Earth Planet. Sci. Lett.* 282, 314-322.
- Frey, F. A., Weis, D., Yang, H.-J., Nicolaysen, K., Leyrit, H., Giret, A., (2000). Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen plume. *Chem. Geol.* 164, 61-80.
- Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Weis, D., Zhao, X., Wise Jr., W.S., Wähner, V., Teagle, D.A.H, Saccoccia, P.J., Reush, D.N., Pringle, M.S., Nicolaysen, K.E., Neal, C.R., Müller, R.D., Moore, C.L., Mahoney, J.J., Keszthelyi, L., Inokuchi, H., Duncan, R.A., Delius, H., Damuth, J.E., Damasceno, D., Coxall, H.K., Borre, M.K., Boehm, F., Barling, J., Arndt, N.T., Antretter, M.,(2000): Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 176, 73-89.

- Frey, F. A., Weis, D., Borisova, A. Y., Xu, G., (2002). Involvement of continental crust in the formation of the Cretaceous Kerguelen plateau: new perspectives from ODP Leg 120 sites. *J. Petrol.*, 43(7), 1207-1239.
- Fuhrmann, U., Lippolt, H., Hess, C.J., (1987). HD-B1 biotite reference material for K-Ar chronometry. *Chem. Geol.* 66, 41-51.

G

- Gaina, C., Müller, R. D., Brown, B., Ishara, T., (2003). Microcontinent formation around Australia. Geological Society of Australia Special Publication, 22, 399-410.
- Gaina, C., Muller, R. D., Brown, M., Ishihara, T., Ivanov, S. (2007) Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. *Geophys. J. Int.*
- Galer, S. J., O'Nions, R. K., (1985). Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature* 316, 778-182.
- Garner E.L., Murphy T.J., Gramlich J.W., Paulsen P.J., Barnes I.L., (1975). Absolute isotopic abundance ratios and the atomic weight of a reference sample of potassium. *Journal of Research Natl. Bur. Standards-A. Physics and chemistry* 79A(6):713-725
- Gente P. Dymont J., Maia M, Goslin J., (2003). The Azores plateau: an example of hot-spot/Ridge interaction. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(10), 8514, doi:10.1029/2003GC000527.
- Gillot P.Y., Cornette Y., (1986). The Cassinot technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the Late Pleistocene to recent volcanics from southern Italy, *Chem. Geol. (isotope geoscience section)* 59, 205-222
- Girof, M., Camus, G., Vialette, Y., (1971). Sur la présence de tholéiites à l'île St Paul (Océan Indien). *Contr. Mineral. And Petrol.* 33, 108-117.
- Gordon, R. G., Demets, C., Argus, D.F. (1990). Kinematic Constraints on Distributed Lithospheric Deformation in the Equatorial Indian Ocean from Present Motion Between the Australian and Indian Plates. *Tectonics*, 9(3), 409-422.
- Gordon, R. G., DeMets, C., Royer, J.-Y. (1998). Evidence for Long-Term Diffuse Deformation of the Lithosphere of the Equatorial Indian Ocean, *Nature*, 395, 370-374.
- Goslin, J., Diamant, M., (1987). Mechanical and Thermal Isostatic Response of the Del Cano Rise and Crozet Bank (Southern Indian Ocean) from Altimetry Data, *Earth and Planetary Science Letters*, 84(2-3), 285-294.
- Graham D. W., Johnson, K. T. M., Douglas-Priebe, L., Lupton, J. E., (1999). Hotspot-ridge interaction the Southeast Indian ridge near Amsterdam and St; Paul islands: Helium isotope evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 167(3-4), 297-310.
- Green, T. H., Adam, J. (2003). Experimentally-determined trace element characteristics of aqueous fluid from partially dehydrated mafic oceanic crust at 3.0GPa, 650°-700°C. *European Journal of Mineralogy* 15, 815-830.
- Gripp A.E., Gordon R.G., (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model, *Geophys. Res. Lett.* 17 1109-1112
- Guillou, H., Guille, G., Brousse, R., Bardintzeff, J.M., (1990). Evolution de basaltes tholéiitiques vers des basaltes alcalins sans le substratum volcanique de Fangataufa (Polynésie Française). *Bull. Soc. Geol. France*, 8, VI, 3, 537-549.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Day, S., (1998). Dating the upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar technique. *J. Volcan. Geoth. Res.* 86, 137-149.
- Guillou H., (2001). Contribution de la Géochronologie K-Ar à la calibration de l'échelle des temps géologiques et à la datation des variations climatiques récentes. Application à l'étude du volcanisme de point chaud, Mémoire d' Habilitation à diriger des recherches, Université de Bretagne Occidentale, Brest, p 70

- Guillou H., Carracedo J.C., Paris R., Perez Torrado F.J. (2004a). Implication for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222:601-616
- Guillou H., Perez Torrado F.J., Hansen Machin A.R., Carracedo J.C., Gimeno D., (2004b). The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 135:221-246
- Guillou H., Singer B.S., Laj C., Kissel C., Scaillet S., Jicha B.R., (2004c). On the age of the Laschamp geomagnetic excursion. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 227:331-343
- Gunn, B.M., Abranson, C.E., Nougier, J., Watkins, N. D., Hajash, A., (1971). Amsterdam Island, an isolated volcano in the southern Indian ocean. *Contr. Mineral and Petrol.*, 32, 79-92.
- Gunn, B. M., Watkins, N. D., Trzcinski, W. E. Jr., Nougier, J., (1975). The Amsterdam-St Paul volcanic province and the formation of low Al tholeiitic andesites. *Lithos* 8, 137-149.
- H**-----
- Hamelin, B., Allègre, C. J. (1985). Large scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the SouthWest Indian Ridge. *Nature*, 315, 196-199.
- Hamelin, B., Allègre, C. J. (1986). Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean ridges: new evidence of large scale mapping of mantle heterogeneity. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 76, 288-298.
- Hanan, B.B., Kingsley, R.H. and Schilling, J-G., (1985). Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge-hotspot interactions. *Nature*, 322, 137-144
- Hanan, B. B., Graham, D. W., (1996). Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272, 991-995.
- Hanan, B. B., Blichert-Toft, J., Pyle, D. G., Christie, D. M., (2004). Contrasting origin of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian ridge. *Nature* 432, 91-94.
- Hart, S. R. (1984): A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309, 753-757.
- Hart, S. R., Blusztain, J., Dick, H. J. P., Meyer, P. S., Muehlenbachs, K., (1999). The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbro. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 4059-4080.
- Hautmann, H.J., Lippolt, H., (2000). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of central European K-Mn oxides, a chronological framework of supergene alteration processes during the Neogene. *Chem. Geol.* 170, 37-80.
- Hedge, C., Watkins, N., Hildreth, R., Doering, W., (1973). ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios in basalts from islands in the Indian Ocean. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 21, 29-34.
- Hemond, C., Arndt, N. T., Lichenstein, U., Hofmann, A. W., Oskarsson, N., Steinthorsson, S. (1993). The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints. *J. of Geophys. Res.* 98, 15833-15850.
- Henstock, T. J., Minshull, T.A. (2004). Localized Rifting at Chagos Bank in the India-Capricorn Plate Boundary Zone. *Geology*, 32(3), 237-240, 10.1130/g19850.1.
- Hess, C.J., Lippolt, H., (1994). Compilation of K-Ar measurements on HD-B1 standard biotite. In *Odin, G.S. (Ed), Phanerozoic Time Scale Bull. Liais. Inform. I.U.G.S, Subcom. Geochronol.*, pp 19-23.
- Hickey-Vargas, R., Abdollah, M. J., Parada, M. A., Lopez-Escobar, L., Frey, F. A. (1995). Crustal xenoliths from Calbuco volcano, Andean Southern volcanic zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. *Contrib. Mineral. Petrol.* 199, 331-44.
- Hochstetter, F., Von. (1866). *Geologische betrachtungen während der reise der Osterreichischen fregatte "Novara" (1857-1859)*. Um die Erde; 2, Bd, Wien, Gerold, 58p.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., (1996). Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Maun Kea basalts. *Hawaii Scientific Drilling Project. J. Of Geophys Res.* 101, 11831-11839.

Hofmann, A. W., (2004). Sampling mantle and heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements, in *Treatise on Geochemistry*, edited by R. W. Carlson, pp. 61-101, Elsevier, New York.

Huang, Y.-M., Van Calsteren, P., Hawkesworth, C. J., (1995). The evolution of the lithosphere in southern Africa: a perspective on the basic granulite xenoliths from kimberlites in South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4905-4920.

I-----

Ingle, S., Weis, D., Doucet, S., Mattielli, N., (2002). Hf isotope constraints on mantle sources and shallow-level contaminants during Kerguelen hot spot activity since ~120Ma. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4(8), 1068. Doi: 10.1029/2002GC000482.

Ito, G., Lin, J., Graham, D., (2003). Observational and theoretical studies of the dynamics of mantle plume-mid-ocean ridge interaction. *Reviews of Geophysics* 41, 4.

Ito, G., Lin, J. and Gable, C. W., (1997). Interaction of mantle plumes and migrating mid-ocean ridges: Implications for the Galapagos plumeridge system. *J. Geophys. Res.*, 102, 15403-15417

J-----

Janin, M., Hémond, C., Guillou, H., Maia, M., Johnson, K. T. M., Bollinger, C., Liorzou, C., Mudhoklar, A.: Hotspot activity and tectonic settings near Amsterdam – St. Paul plateau (Indian Ocean). *Doi: 10.1029/2010JB007800. In press, Journal of Geophysical Research.*

Janney, P. E., LeRoex, A. P., Carlson, R. W., (2005). Hafnium isotope and trace element constraints on the nature of mantle heterogeneity beneath the central southwest Indian ridge. *J. Petrol.* 46(12), 2427-2464. Doi:10.1093/petrology/egi060.

Johnson, C. M., Beard, B. L., (1993). Evidence from hafnium isotopes for ancient sub-oceanic mantle beneath Rio-Grande rift. *Nature* 362, 441-444.

Johnson, M. C., Plank, T., (1999)/ Dehydration and melting experiments constrain in the fate of subducted sediments. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 1. Doi: 10.1029/1999GC000014.

Johnson K.T.M., Graham D.W., Rubin K.H., Nicolaysen K., Scheirer D.S., Forsyth D.W., Baker E.T., Douglas-Priebe L.M., (2000). Boomerang Seamount: the active expression of the Amsterdam-St. Paul hotspot, Southeast Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 183, 245-259

Jull, M., Kelemen, P. B., (2001). On the condition for lower crust convective instability. *J. Geophys. Res.* 106, 6423-6446.

K-----

Kamenetsky, V. S., Maas, R., Normal, M. D., Cartwright, I., Epyve, A. A., (2001). Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: evidence from the South Atlantic ridge. *Geology* 29, 243-246.

Kaneoka I., Takaoka N., Clague D.A., (1983). Noble gas systematic for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunite xenoliths from Loihi seamount. *Earth Planet. Sci. Lett.* 66, 427-437

Katili, J.A., (1975). Volcanism and plate tectonics in the Indonesian Islands arc., *Tectonophysics*, 26, 165–188.

Kempton, P. D., Downes, H., Ebey-Isztin, A. (1997). Mafic granulite xenoliths in neogene alkali basalts from the western pannonian basin: insight into the lower crust of a collapsed orogen. *J. Petrol.* 38, 941-970.

Kempton, P. D., Pearce, J. A., Barry, T. L., Fitton, J. G., Langmuir, C., Christie, D. M., (2002). Sr-Nd-Pb-Hf isotopes results from ODP Leg 187: evidences for mantle dynamics of the Australain-Antarctic Discordance and origin of the Indian MORB source. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 3(12), 107, doi:10.1029/2002GC000320.

Kelley, K. A., Plak, T., Farr, L., Ludden, J., Staudigel, H. (2005). Subduction cycling of U, Th and Pb. *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 369.

Kellog, L.H., Hager, B.H. and van der Hilst, R.D., (1999). Compositional stratification in the deep mantle. *Science*, 283: 1881-1884.

- Klein, E. M., Langmuir, C. H., Zindler, A., Staudigel, H., Hamelin, B., (1988). Isotope evidence of mantle convection boundary at the Australian-Antarctic Discordance. *Nature*, 333, 623-629.
- Kingsley, R.H. and Schilling, J-G., (1998). Plume-ridge interaction in the Easter-Sala y Gomez seamount chain-Easter Microplate system : Pb isotope evidence. *J. Geophys. Res.*, 103, 24159-24177
- Kokfelt, T., Hoernle, K.A. and Hauff, F., (2003). Upwelling and melting of the Iceland plume from radial variation of ²³⁸U-²³⁰Th disequilibria in postglacial volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letter*, 214: 167-186.
- Kokfelt, T., Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R. and Lundstrom, C., (2005). Plume-ridge interaction studied at the Galapagos spreading center: Evidence from ²²⁶Ra-²³⁰Th- ²³⁸U and ²³¹Pa-²³⁵U isotopic disequilibria. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234: 165-187.
- Kono, M., (1980). Paleomagnetism of DSDP Leg 55 basalts and implications for the tectonics of the Pacific Plate. *Init. Rep. Deep Sea Drill Proj.* 55, 737-752.
- Krishna, K. S., Gopala Rao, D., Ramana, M. V., Subrahmanyam, V., Sarma, K. V. L. N. S., Pilipenko, A. I., Shcherbakov, V. S., Radhakrishna Murthy, I. V., (1995). Tectonic model for the evolution of oceanic crust in the northeastern Indian ocean from the late cretaceous to the early tertiary, *J. Geophys. Res.*, 100(B10), 20,011-020,024.
- Krishna, K. S., Bull, J.M., Scrutton, R.A. (2001). Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere. *Geological Society of America*. 29(8), 715-718.
- Krishna, K. S., Michael, L., Bhattacharyya, R., Majumdar, T.J. (2009). Geoid and Gravity Anomaly Data of Conjugate Regions of Bay of Bengal and Enderby Basin: New Constraints on Breakup and Early Spreading History Between India and Antarctica. *J. of Geophys. Res.-Solid Earth*, 114,10.1029/2008jb005808.

L-----

- Langmuir, C. H., Vocke, R. D., Hanson, G. N., (1978). A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37, 380-392.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Woolley, A. R., (1991). The construction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology* 46(1), 1-22.
- LeClaire, L., Bassias, Y., Denis-Clochatti, M., Davies, H. L., Gautier, I., Gensous, B., Giannesini, P. J., Patriat, P., Segoufin, J., Tesson, M., Wannesson, J., (1987). Lower cretaceous basalt and sediments from the Kerguelen plateau. *Geomar Lett.* 7, 169-176.
- Leeman, W. P., Menziès, M. A., Matty, D. J., Embry, G. F. (1985). Strontium, neodymium and lead isotopic compositions of deep crustal xenoliths from the Snake River Plain: evidence for the Archean basement. *Earth Planet. Sci. Lett.* 75, 354-368.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., (1989). A classification of igneous rocks and glossary terms. Blackwell, Oxford.
- LeRoex, A. P., Dick, H. J. B., Fischer, R. L., (1989). Petrology and geochemistry of MORB from 25°E to 46°E along the SouthWest Indian Ridge: evidence for contrasting styles of mantle enrichment. *J. of Petrology* 30, 947-986.
- Liu Yong-Shen, Gao Shan, Yuan Hong-Ling, Zhou Lian, Liu Xiao-Ming, Wang Xuan-Che, Hu Zhaochu, Wang Linsen. (2004). U-Pb zircon ages and Nd, Sr and Pb isotopes of lwer crustal xenoliths from North China craton: insights on evolution of lower continental crust. *Chem Geol.* 211, 87-109.
- Lucassen, F., Escayola, M., Romer, R. L., Viramonte, J., Koch, K., Franz, G. (2002). Isotopic composition of late Mesozoic basic and ultrabasic rocks from the Andes (23°-32°S) – implications for the Andean mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 336-349.
- Luyendik, B.P., Rennick, W., (1977). Tectonic history of aseismic ridges in the eastern Indian Ocean, *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1347-1356.

M-----

- Mahoney, J. J., Macdougall, J. D., Lugmair, G. W., Gopalan, K., (1983). Kerguelen Hotspot plume source for Rajmahal traps and Ninetyeast Ridge, *Nature*, (303(5916), 385-389.
- Mahoney, J. J., Natland, J. H., White, W. M., Poreda, R., Bloomer, S. H., (1989). Isotopic and geochemical provinces of the Indian ocean spreading centers. *J. Geophys. Res.* 94, 4033-4052.
- Mahoney, J. J., LeRoex, A. P., Peng, Z., Fisher, R. L., Natland, J. H., (1992). Southwestern limits of Indian ocean ridge mantle and origin of low 206Pb/204Pb mid-ocean ridge basalt: isotope systematic of the central southwest Indian ridge (17°-50°). *J. Geophys. Res.* 97, 19,771-19,790.
- Mahoney, J. J., White, W. M., Upton, B. G. J., Neal, C. R., Scrutton, R. A., (1996) Beyond EM-1: lavas from Afanasy-Nikitin Rise and the Crozet Archipelago, Indian Ocean, *Geology*, 24, 615-618.
- Mahoney, J. J., Freï, R., Tejada, M. L. G., Nägler, T. F., (1998). Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from old west Indian, East Thetyan and south Pacific seafloor. *J. Petrol.* 39, 1285-1306.
- Mahoney, J. J., Graham, D. W., Christie, D. M., Johnson, K. T. M., Hall, L. S Hall, Vonderhaar, L., (2002). Between a hostspot and a cold spot: isotopic variations along the southeast Indian ridge asthenosphere, 86E-118E. *J. Petrol.* 43, 1155-1176.
- Maia M., Ackermant, D., Dehghani, G.A., Gente, P., Hékinian, R., Naar, D., O'Connor, J., Perrot, K., Phipps Morgan, J., Ramillien, G., Révillon, S., Sabetian, A., Sandwell, D., Stoffers, P., (2000). The Pacific-Antarctic Ridge-Foundation hotspot interaction : a case study of a ridge approaching a hot spot, *Marine Geology*, 167, 61-84
- Maia, M., Hémond, C. and Gente, P., (2001). Contrasted interactions between plume, upper mantle and lithosphere : The Foundation Chain case, *Geophysics, Geochemistry, Geosystems*, 2
- Maia, M., Dymant, J., Jouannetaud, D., (2005). Constraints on age and construction process of the Foundation chain submarine volcanoes from magnetic modeling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235,283-299.
- Maia, M., Courreges, E., Pessanha, I., Hemond, C., Janin, M., Bassoullet, C., Brachet, C., Chavrit, D., Gente, P., Humler, E., Johnson, K., Loubrieu, B., Martin, C., Mudholkar, A., Oldra, J., Patriat, M., Raquin, A., Richard, M., Royer, J., Vatteville, J., (2008). Evolution of the Saint Paul Amsterdam Plateau in the Last 10 m.y. *Eos Trans. AGU*, 89(53), Fall Meet. Suppl., Abstract T54B-06.
- Maia, M., Pesshana, I., Courreges, E., Patriat, M., Gente, P., Hemond, C., Janin, M., Johnson, K., Roest, W., Royer, J.-Y., Vatteville, J., (2010). Building of the Amsterdam-Saint Paul plateau: a 10 Myr history of a ridge-hotspot interaction and variations in the strength of the hotspot source .*Accepted, Journal of Geophysical Research*. Doi: 10.1029/2010JB007768.
- Manhes, G., Minster, J. F., Allègre, C., (1978). Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr study of the St Severin amphoterite: consequences for early solar system chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 14-24.
- Masson, D. G., (1984). Evolution of the Mascarene Basin, western Indian Ocean, and the significance of the Amirante Arc, *Mar. Geophys. Res.* 6(4), 365-382.
- Mattielli, N., Weis, D., Blichert-Toft, J., Barling, J., Frey, F. A., (2002). Hafnium isotopic constraints on the source of Kerguelen plateau lavas (Leg 183 Sites 1140 and 1137). *Eos Trans. AGU*, 81(19), 430-431.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223-253.
- Menzies, M. A., Murthy, V. R., (1980). Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. *Nature* 283, 634-636.
- Meyzen, C. M., Ludden, J. N., Humler, E., Luais, B., Toplis, M. J., Mével, C., Storey, M., (2005). New insights into the origin and distribution of the DUPAL isotope anomaly in the Indian mantle from MORB of the Southwest Indian Ridge. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, Q11K11, doi:10.1029/2005GC000979.
- Meyzen, C. M., Blichert-Toft, J., Ludden, J. N., Humler, E., Mével, C., Albarède, F., (2007). Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature* 447, 1069-1074. Doi:10.1038/nature05920.

- Michard, A., Montigny, R., Schlich, R. (1986): Geochemistry of the mantle below the Rodriguez Triple junction and the South-East Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 104-114.
- Minster, J. B., Jordan, T. H., (1978). Present-Day Plate Motions. *J. Geophys. Res.* 83, 5331-5354
- Mitchell, R. H., Bergman, S., C., (1991). *Petrology of Lamproites*. Plenum Press, New York. 447 pp.
- Morgan, W.J., (1972). Deep mantle convection plumes and plate motions, *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 56, 203-213.
- Morgan, W. J., (1978). Rodriguez, Darwin, Amsterdam... A second type of hotspot island. *J. Geophys. Res.*, 85, 5355-5360
- Montelli, R. et al., (2004). Finite frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338-343.

N-----

- Nataf, H.C., (2000). Seismic imaging of mantle plumes. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 391-417.
- Nicolaysen, K., Frey, F. A., Hodges, K., V., Weis, D., Giret, A., (2000). 40Ar/39Ar geochronology of flood basalts from the Kerguelen archipelago, Southern Indian Ocean: implications for Cenozoic eruption rates of the Kerguelen Plume. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 174, 313-328
- Nicolaysen, K. P., Frey, F. A., Mahoney, J. J., Johnson, K. T. M., Graham, D. W. (2007). Influence of the Amsterdam/St. Paul hotspot along the Southeast Indian Ridge between 77° and 88°E: correlations of Sr, Nd, Pb and He isotopic variations with ridge segmentation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q09007; doi:10.1029/2006GC001540.
- Nier AO., (1950). A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.* 77:789-793
- Nowell, G. M., Pearson, D. G., Bell, D. R., Carrlson, R. W., Smith, C. B., Kempton, P. D., Noble, S. R., (2004). Hf isotope systematic of kimberlites and their megacrysts: new constraints on their source regions. *J. of Petrol.* 45(8), 1583-1612.

O-----

- Odin, G.S., (1982). Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin, G.S. (Ed), *numerical dating in stratigraphy*. Wiley, Chichester, pp. 123-150.

P-----

- Pan, Y. and Batiza, R., (1998). Major element chemistry of volcanic galses from the Easter seamount chain: constraints on melting conditions in the plume channel. *J. Geophys. Res.*, 103, 5287-5304
- Pande, K., (2002). Age and duration of the Deccan traps, India: a review of radiometric and paleomagnetic constraints. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 111(2), 115-123.
- Patchett, P. J., Tatsumoto, M., (1980). Hafnium isotope variations in oceanic basalts. *Geophys. Res. Lett.* 7, 1077-1080.
- Patchett, P. J., White, W. M., Feldmann, H., Kielinczuk, S., Hofmann, A. W., (1984). Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 69, 365-378.
- Philippi, E., (1909). *Geologie der inseln St. Paul und Amsterdam, Indischer Ozean*. Deutsche Süd-polar expedition 2, N°5, 385-383.
- Pier, J. G., Luhr, J. F., Aranda-Gomez, J. J., Podosek, F. A. (1992). The La Brea and El Jaguey maar complex, Durango, Mexico, Part II, petrology and geochemistry. *Bull Volcanol.* 54, 405-428.
- Piqué, A., (1999). The geological evolution of Madagascra: an introduction. *Journal of African Earth Sciences*, 28(4), 270-276.
- Plank, T., Langmuir, C. H., (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and the mantle.
- Polvé, M., Maury, R. C., Vidal, P., Priadi, B., Bellon, H., Soeria-Atmadja, R., Joron, J.-L., Cotten, J. (2001). Melting of lower continental crust in a young post-collision setting : a geochemical

study of plio-quaternary acidic magmatism from central Sulawesi (Indonesia). *Bull. Soc. Geol. France* 172, 333-342.

Price, R. C., Kennedy, A. K., Riggs-Sneeringer, M., Frey, F. A., (1986). Geochemistry of basalts from the Indian ocean triple junction: implications for the generation and evolution of Indian ocean ridge basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 78, 161-178.

Putirka, K., D., Kuntz, M. D., Unruh, D. M., Vaid, N. (2009). Magma evolution and ascent at the craters of the moon and neighboring volcanic fields, southern Idaho., USA: implications for the evolution of polygenetic and monogenetic volcanic fields? *J. Petrol.* 9, 1639-1665.

Pyle, D. G., Christie, D. M., Mahoney, J. J., (1992) Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic discordance. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 112, 161-178.

Pyle, D. G., Christie, D. M., Mahoney, J. J., Duncan, R. A. (1995). Geochemistry and geochronology of ancient southeast and southwest Pacific seafloor. *J. Geophys. Res.* 100, 93-106.

Q-----

Quidelleur X., Gillot P.Y., Filoche G., Lefèvre J.C., (2005). Fast geochemical changes and rapid lava accumulation at Stromboli Island (Italy) inferred from K-Ar dating and paleomagnetic variations recorded at 60 and 40 ka. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 141, 177-193.

R-----

Rabinowitz, P. D., Woods, S., (2005). The Africa-Madagascar connection and mammalian migrations. *Journal of African Earth Sciences*, 44(3), 270-276.

Reeves, C., Wit, M. J., (2001). Making ends meet in Gondwana: retracing transforms of the Indian Ocean and reconnecting continental shears. *Terra Nova*, 12, 272-280.

Regelous, M., Niu, Y., Abouchami, W., Castillo, P. R. (2009). Shallow origin for South Atlantic Dupal Anomaly from lower continental crust: geochemical evidence from the mid-Atlantic ridge at 26°S. *Lithos* 112, 57-72. Doi: 10.1016/j.lithos2008.10.1012

Rekhämper, M., Hofmann, A. W., (1997). Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 147, 93-106

Reinisch, R., (1909). Gesteine von St. Paul und Neu Amsterdam. *Deutsche Süd-polar expedition* 2, N°5, 385-398.

Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owen, T.L., DePaolo, D.J., (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* 145, 117-152

Ribe, N. M. and Delattre, W. L., (1998). The dynamics of plume-ridge interaction-III. The effects of ridge migration. *Geophys. J. Int.*, 133, 511-518

Richard, P., Shimizu, N. et Allegre, C.J., (1976). $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ a Natural Tracer - Application to Oceanic Basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31(2): 269-278.

Richardson, S. H., Erlank, A. J., Duncan, A. R., Reid, D. L., (1982). Correlated Nd, Sr and Pb isotopic variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 59, 327-342.

Rotstein, Y., Munschy, M., Bernard, A., (2001). The Kerguelen Province revisited: additional constraints on the early development of the Southeast Indian Ocean. *Marine Geological Researches*, 22, 81-100.

Royer J.Y., Schlich R., (1988). Southeast Indian Ridge between the Rodriguez Triple Junction and the Amsterdam and St. Paul Islands: detailed kinematics for the past 20 m.y., *J. Geophys. Res.* 93 (B11) 13524-13550

Royer, J. Y., Chang, T. (1991). Evidence for Relative Motions Between the Indian and Australian Plates During the Last 20 m.y. From Plate Tectonic Reconstructions: Implications for the Deformation of the Indo-Australian Plate. *J. of Geophys. Res-Solid Earth and Planets*, 96(B7), 11779-11802.

- Royer, J-Y, Coffin, M. F. (1992). Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen plateau region. In Wise, S. W., Schlich, R., Julson, A. A. P. (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Vol. 120.
- Royer, J. Y., Gordon, R. G., (1997). The motion and boundary between the Capricorn and the Australian plates. *Science*. 277, 1268-1274.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F., McCulloch, M. T., Taylor, S. R., (1986). Lower crustal xenoliths from Queensland, Australia: evidence for deep crustal assimilation and fractionation of continental basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 1099-1115.
- Rudnick, R. L., Goldstein, S. L. (1990). The Pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal crust Pb. *Earth Plan. Sci. Lett.* 98, 192-207.
- Rudnick, R. L., Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continentale crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* 33, 267-309.

S-----

- Saal, A. E., Kurz, M. D., Hart, S. R., Blusztajn, J. S., Blichert-Toft, J., Liang, Y., Geist, D. J., (2007). The role of lithospheric gabbros on the composition of Galapagos lavas. *Earth Plan. Sci. Lett.* 257, 391-406.
- Salters, V. J. M., Hart, S. R., (1991). The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs: the Hf-isotope connection. *Earth Plan. Sci. Lett.* 194, 364-380.
- Salters, V. J. M., (1996). The generation of mid-ocean ridge basalts from the Hf and Nd isotope perspective. *Earth Plan. Sci. Lett.* 141, 109-123.
- Salters, V. J. M., Sachi-Kocher, A., (2010). An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts. *Chem. Geol.* 273, 151-167.
- Sahabi, M., (1993). Un modèle général d'évolution de l'océan Indien. PhD dissertation (383pp). in french
- Scaillet, S., Guillou, H., (2004). A critical evaluation of young (near-zero) K-Ar ages. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 220, 265-275.
- Sclater, J. G., Bowin, C., Hey, R., Hoskins, H., Peirce, J., Philips, J., Tapscott, C., (1976). Bouvet Triple Junction, *J. Geophys. Res.*, 81, 1857.
- Scheirer D. et al., (2000). Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St Paul plateau. *J. Geophys. Res.*, 105, 8243-8262
- Schettino, A., Scotese, C. R. (2005). Apparent polar wander paths for the major continents (200Ma to the present day): a paleomagnetic reference frame for global tectonic reconstructions. *Geophys. J. Int.* 163, 727-759.
- Schilling, J.-G., (1973). Iceland Mantle plume: geochemical study of Reykjanes ridge. *Nature*, 314, 62-67
- Schilling, J. G., Kingsley, R.H., Devine, J.D. (1982), Galapagos Hot Spot-Spreading Center System .1. Spatial Petrological and Geochemical Variations (83°W-101°W), *Journal of Geophysical Research*, 87(NB7), 5593-5610.
- Schilling, J-G., (1985). Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature*, 314, 62-67
- Schilling, J-G., Thompson, G., Kingsley, R. and Humphris, S., (1985). Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic. *Nature*, 313, 187-191
- Schilling, J.G., (1991). Fluxes and excess temperatures of mantle plumes inferred from their interaction with migrating mid-ocean ridges. *Nature*, 352, 397-403
- Schilling, J. G., Kingsley, R., Hanan, B. H., McCully, B. L., (1992). Nd-Sr-Pb isotopic variations along the gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction. *J. Geophys. Res.* 97, 10,927-10,966.
- Sempéré, J. C., Cochran, J. R. (1997). The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E : Variations in crustal accretion at constant spreading rate. *J. Geophys. Res.* 102(B7), 15,489-15,505.
- Sleep, N.H., (1997). Lateral flow and ponding of starting plume material. *J. Geophys. Res.*, 102: 10 000.

- Singer, B.S., Ackert, R.P., Guillou, H., (2004). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar geochronology of Pleistocene glaciations in Patagonia, Geol. Soc. Am. Bull. 116, 434-450.
- Small, C., (1995). Observations of ridge-hotspot interactions in the Southern Ocean. J. Geophys. Res., 100, 17931-17946
- Smith W.H.F., Sandwell D., (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, 277, 1956-1962
- Sobolev, A. V., Hofmann, A. W., Nikogosian, I. K., (2000). Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa lavas. Nature 404, 986-990.
- Spell T.L., McDougall, I., (2003). Characterization and calibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chem Geol.* 198, 189-211.
- Staudacher T., Sarda P., Allegre C.J., (1991). Comment on 'Atmospheric contamination: a possible source for heavy noble gas in basalts from Loihi seamount, Hawaii' by D.B. Patterson, M. Honda and I. McDougall. Geophys. Res. Lett. 18 (4), 745-748
- Staudigel, H., Plan, T., White, W. M., Schminke, H. U., (1996). Geochemical fluxes during seafloor alteration of the basaltic upper crust: DSDP Sites 417 et 418 (Overview). In: Bebout, G. E., Scholl, D. W., Kirby, S. H., Platt, J. P., (eds) Subduction: top to bottom. Geophysical Monograph American Geophysical Union 96, 19-38.
- Steiger R.H., Jäger E., (1977). Convention on the use of decay constant in geo- and cosmochemistry. Earth. Planet. Sci. Lett. 36:359-362
- Stein, S., Gordon, R. G., (1984). Statistical Tests of Additional Plate Boundaries from Plate Motion Inversions Earth Plan. Sci. Lett. 69. 401-412
- Steinberger, B., (2000). Plumes in a convecting mantle: models and observations from individual hotspots. J. Geophys. Res. 105(B5), 11, 127-11,152.
- Storey, M., Saunders, A. D., Tarney, J., Gibson, I. L., Norry, M. J., Thirwall, M. F., Leat, P., Thompson, R. N., Menzies, M. A., (1989). Contamination of the Indian Ocean asthenosphere by the Kerguelen-Heard mantle plume. Nature 338, 574-576.
- Stosch, H. G., Ionov, D. A., Puchtel, I. S., Galer, S. J., G., Sharpouri, A. (1995). Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath central Asia. Lithos 36, 227-242.
- Storey, B. C., (1995). The role of mantle plumes in the continental breakup: case histories from Gondwanaland. Nature 377, 301-308.
- Stracke, A., Bizimis, M., Salters, V. J. M., (2003). Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4. Doi:10.1029/2001GC000223.
- Strelow, F. W. E., (1978). Distribution coefficients and anion exchange behavior of some elements in hydrobromic-nitric acid mixtures. Anal Chem, 50, 1359-1361.

T-----

- Takazawa, E., Frey, F. A., Shimizu, N., Saal, A. E., Obata, M. (1999). Polybaricpetrogenesis of mafic layers in the Horoman peridotite complex, Japan. J. Petrol. 40, 1827-1851.
- Tarduno, J. A., Duncan, R. A., Scholl, D. W., Cottrell, R. D., Steinberger, B., Thodarson, T., Kerr, B. C., Neal, C. R., Frey, F. A., Torii, M., Carvallo, C., (2003). The Emperor Seamounts: Southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. Science 301, 1064-1069.
- Thirlwall, M. F., Upton, B. G. J., Jenkins, C. (1994). Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume – Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of tertiary basalts, NE Greenland. J. Petrol. 35, 839-879.
- Tikku, A. A., Cande, S. C., (1999). The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic basin: Are they isochrones? J. Geophys. Res., 104(B1), 661-677.
- Tikku, A. A., Cande, S. C., (2000). On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau. Earth Plan. Sci. Lett., 30, 117-132.
- Tilton, G. R., Bareiro, B. (1980). Origin of lead in Andean calc-alkaline lavas, southern Peru. Science 210, 1245-1247.

- Todal, A., Edholm, O., (1998). Continental margin off western Indian and Deccan large igneous province, *Mar. Geophys. Res.* 20(4), 273-291.
- Torsvik, T. H., Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Eide, E. A., Rakotosolof, N. A., de Wit, M. J., (1998). Late Cretaceous magmatism in Madagascar: paleomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 164, 221-232.
- Torsvik, T. H., Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Carter, L. M., Jamtveit, B., Vidyadharan, K., T., Venkataramana, P., (2000). Late Cretaceous India-Madagascar fit and timing of break-up related magmatism. *Terra Nova* 12, 220-224.

U-----

- Unrug, R., (1996). The assembly of Gondwanaland. *Episodes* 19, pp.11-20.

V-----

- Vankatesan, T. R., Pande, K., Gopalan, K., (1993). Did Deccan volcanism pre-date the Cretaceous/tertiary Transition? *Earth Plan. Sci. Lett.*, 119(1-2), 181-189.
- Velain, C., (1878). Description géologique de la presqu'île d'Aden, de la Réunion, des îles St. Paul et Amsterdam. Paris, Hennuyer, 536p.
- Vergara Lopes, P., (2009). Modelagem magnetic dos vulcoes do alinhamento dos Poetas Desaparecidos. Relatório de estagio de Iniciacao Cientifica, Universidade Federal Fluminense e IUEM.
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Blichert-Toft, J. J., Albarede, F., (1999). Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 168, 79-99.
- Vervoort, J. D., Patchett, P. J., Albarede, F., Blichert-Toft, J. J., Rudnick, R., Downes, H., (2000). Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 181, 115-129.
- Vogt, P.R., (1976). Plumes, subaxial pipe flow and topography along the mid-oceanic ridge. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 29, 309-325

W-----

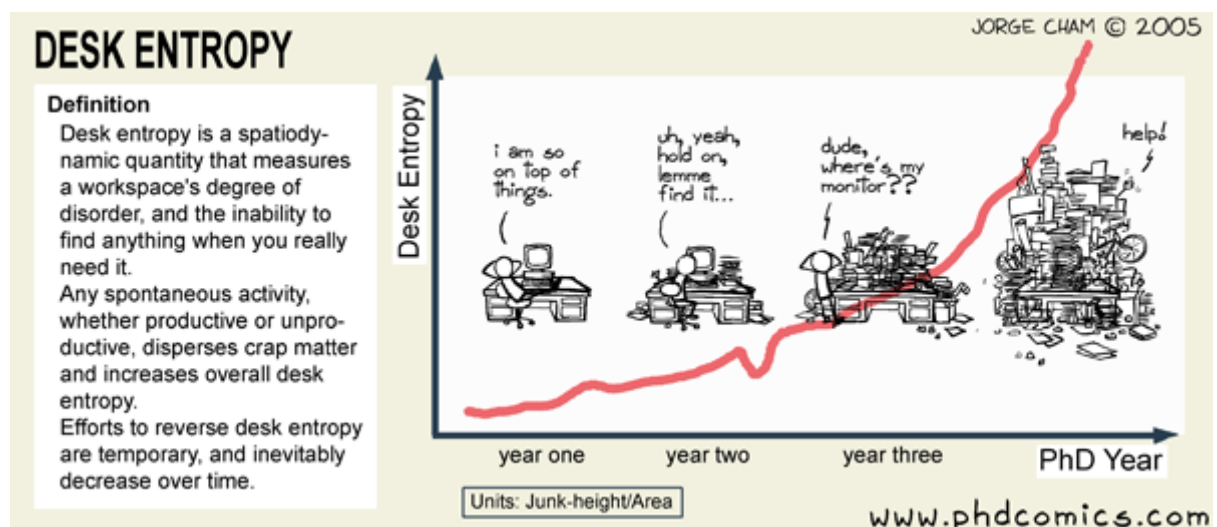
- Walker, R. J., Carlson, R. W., Shirey, S. B., Boyd, F. R., (1989). Os, Sr, Nd and Pb isotope systematic of Southern African peridotite xenoliths: implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1583-1595.
- Watkins, N. D., Nougier, J., (1973). Excursions and secular variation of the Bruhnes epoch geomagnetic field in the Indian Ocean region. *J. Geophys. Res.* 78, 6006.
- Watkins, N.D., McDougall, I., Nougier, J. (1975). Paleomagnetism and potassium-argon age of St. Paul Island, southeastern Indian Ocean: contrasts in geomagnetic secular variation during the Brunhes Epoch, *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 377-384.
- Weaver, B. L., (1986). Role of the subducted sediment in the genesis of Ocean island basalts: geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geology* 14, 275-278.
- Weaver, B. L., (1991). Trace element evidence for the origin of oceanic basalts. *Geology*, 19, 123-126
- Weis, D., Frey, F. A., Saunders, A., Gibson, I., (1991). Ninetyeast Ridge (Indian Ocean) – a 5000km record of a Dupal Mantle plume, *Geology*, 19(2), 99-102.
- Weis, D., Frey, F. A., (1991). Isotope geochemistry of the Ninetyeast Ridge basalts: Sr, Nd and Pb evidence for the involvement of the Kerguelen hotspot. In Weissel, J., Peirce, J., Taylor, E., Alt, J., *Proceedings of the Ocean Drill. Prog., Scientific Results* 121.
- Weis, D., Frey, F. A., Giret, A., Cantagrel, J.-M., (1998). Geochemical characteristics of the youngest volcano (Mount Ross) in the Kerguelen archipelago: inferences for magma flux, lithosphere assimilation and composition of the Kerguelen plume. *J. Petrol.* 39(5), 973-994.
- Weis, D., de Jong, J., Maerschalk, C., (2002). High-precision Pb isotope systematic of basalts from the Kerguelen Archipelago: new insights on the Kerguelen plume components? *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet Suppl., F1426.
- White, W. M., Hofmann, A. W., (1982). Mantle heterogeneity and isotopes in oceanic basalts. *Nature* 295, 363-364.

- White, W. M., Patchett, J., (1984): Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island Arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, 167-185
- White, W. M. (1985). Sources of oceanic basalts: radiogenic isotope evidence. *Geology*, 13, 115-118
- Whitechurch, H., Montigny, R., Sevigny, J., Storey, M., Salters, V. (1992). K-Ar and Ar-Ar ages of central Kerguelen plateau basalts, in *Proc. Ocean Drill. Prog. Scientific Results* 120.
- Wiens, D. A., Demets, C., Gordon, R.G., Stein, S., Argus, D., Engeln, J.F., Lundgren, P., Quible, D., Stein, C., Weinstein, S., Woods, D.F. (1985). A Diffuse Plate Boundary Model For Indian-Ocean Tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 12(7), 429-432.
- Williams, G. A., Turekian, K. K., (2004). The glacial-interglacial variation of seawater osmium isotopes as recorded in Santa Barbara basin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 228, 379-389
- Wolff, J. A., Rowe, M. C., Teasdale, R., Gardner, J. N., Ramos, F. C., Heikoop, C. E. (2005). Petrogenesis of pre-caldera mafic lavas, Jemez mountains volcanic field (New Mexico, USA). *J. Petrol.* 46, 407-439.
- Wysoczanski, R. J., Gamble, J. A., Kyle, P. R., Thirlwall, M. F. (1995). The petrology of lower crustal xenoliths from the executive committee range, Marie Byrd land volcanic province, West Antarctica. *Lithos* 36, 185-201.

X-Y-Z-----

- Yale, M. M., Phipps Morgan, J., (1998). Asthenosphere flow model of hotspot ridge interactions: a comparison of Iceland and Kerguelen. *Earth Planet. Sci. Lett.* 161, 45-56.
- Yang, H. J., Frey, F. A., Weis, D., Giret, A., Pyle, D., Michon, G., (1998). Petrogenesis of the flood basalts forming the northern Kerguelen Archipelago: implications for the Kerguelen plume, *J. Petrol.* 39(4), 711-748
- Zindler, A., Hart, S. R., (1986). Chemical Geodynamics, *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, 14, 493-571
- Zhou Xin-Hua, Sun Min, Zhang Guohui, Chen Shaohai (2002). Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath north China : isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean Craton. *Lithos* 62, 111-124.
- Zwingmann H., Offler R., Wilson T., Cox S.F., (2004). K-Ar dating of fault gouge in the northern Sydney Basin, NSW, Australia – Implications for the breakup of Gondwana. *J. Structural Geol.* 26, 2285-2295

Annexes



Pétrographie des échantillons

Table A-1 : Pétrographie des lames minces des échantillons. L'altération est quantifiée de – à ++. La présence de minéraux est quantifiée de -- à ++ (l'absence de signe indique l'absence de ce minéral). M indique la présence sous forme de microlithes dans la matrice.

N° d'échantillon	Altération	Cristaux	Olivine	Pyroxène	Plagioclase	Autres	Vésicules
PLU DR1-2-5	+	1-2%	M(-)		M(+)	oxydes	++
PLU DR2-1	+	1-2%	M		M		++
PLU 4-1-3	+	1-2%	M(-)		M(+)		+
PLU DR6-1-1	-	1-2%	M	M	M		++
PLU DR6-2-2	-	1-2%		M(+)	M(+)		++
PLU DR8-1	+	<1%		M(+)	M(+)		++
PLU DR8-2	++	<1%		M(--)	M(-)	oxydes	++
PLU DR10-1-1	+	2-10%	--M	M	++M		+
PLU DR10-2-2	+	2-10%	M(-)	-M(-)	+M(+)	M(ox)	-
PLU DR13-1-1	++++	1-2%	M	M			++
PLU DR13-2-1	++	2-10%	M(+)	M(+++)			++
PLU DR13-3-1	+	2-10%	M(+)	M(-)			++
PLU DR14-1	++	2-10%	M(-)	M(++)	M(--)		++
PLU DR15-1-1	+	2-10%	M(+)			oxydes	++
PLU DR15-2-3	++	2-10%	M	M	M		++
PLU DR16-3-1	++	2-10%	M				+
PLU DR16-3-2	++	-5%	M(+)	M(-)			+
PLU DR17-2-3	++	<1%	M(-)	M(+)	M(-)		++
PLU DR19-2-2	+	2-10%	M(+)	M(+)			++
PLU DR20-1-1	++	<1%	M				++
PLU DR20-2-1	++	1-2%	M(-)	M(+)			++
PLU DR21-1-3	++	>10%	+M	+M	+M		+
PLU DR21-1-5	++	-30%	+M	+M	+M		+
PLU DR21-3-1	-				quartz		---
PLU DR22-1-1	+	<1%	M	M	M		++
PLUDR22-6-1	-	<1%		M(--)	M(1)	oxydes	++
PLU DR23-1-1	+	<1%	M				++
PLU DR23-2-1	+	<1%	M(-)	M(--)			++
PLU DR24-1	+	1-2%	M		+M		-
PLU DR24-2	-	2-10%	M		+M	oxydes	-

N° d'échantillon	Altération	Cristaux	Olivine	Pyroxène	Plagioclase	Autres	Vésicules
PLU DR27-1	+	2-10%	M(-)	M(+)			--
PLU DR28-1-1	-	>10%	-		++	M(ox)	-
PLU DR28-2-1	-	>10%			+		+
PLU DR28-3-1	++	<1%	M		M		+
PLU DR29	++	2-10%	+M		+M		+
PLU DR30-1-1	-	<1%	M(-)		M(--)		++
PLU DR30-2-1	-				M(-)	M(ox)	++
PLU DR31-1-1	-	2-10%	-M		+M		+
PLU DR31-2-1	++	1-2%	M(+)		M(+)		+
PLU DR32-1-1	++	2-10%	M(++)		-M		-
PLU DR34-1-1	+	1-2%	--M		--M		-
PLU DR35-1-1	+	1-2%	M(-)		M(-)		++
PLU DR37-2-1	-	2-10%			+M	oxydes	-
PLU DR37-4-1	++						

**Tableaux de résultat des compositions
élémentaires et isotopiques des
échantillons de poudres roche totale et
de verre volcanique**

Table A-2 : synthèse des compositions élémentaires des échantillons poudres roche totale obtenues par ICP-AES (majeurs, en %) et HR-ICP-MS (traces, en ppm).

Echantillon	PLU DR1-2-4	PLU DR1-2-5	PLU DR2-1-1	PLU DR4-1-3	PLU DR4-1-5	PLU DR6-1-1
Localisation	Boomerang	Boomerang				SEIR
SiO ₂	49,51	50,01	50,27	50,19	50,66	54,90
TiO ₂	2,50	2,50	1,98	2,23	1,92	1,81
Al ₂ O ₃	13,81	13,67	14,12	13,88	14,38	13,55
Fe ₂ O ₃	14,26	14,14	12,91	13,26	12,09	12,05
MnO	0,22	0,22	0,20	0,21	0,19	0,20
MgO	4,99	4,71	5,52	5,54	5,96	2,80
CaO	9,02	9,07	10,34	9,42	10,21	6,39
Na ₂ O	3,37	3,37	2,95	3,09	2,76	3,90
K ₂ O	0,63	0,67	0,60	0,71	0,66	1,28
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,23	0,29	0,28	0,46
Total	98,60	98,66	99,12	98,82	99,10	97,34
Cs	0,193	0,191	0,237	0,203	0,196	0,458
Rb	12,8	9,0	10,5	15,5	12,6	30,6
Ba	151,0	94,6	101,2	145,2	129,3	271,0
Th	2,6	1,4	1,5	2,3	2,4	5,6
U	0,6	0,3	0,4	0,5	0,6	1,1
Nb	29,1	17,1	14,8	26,4	24,9	46,4
Ta	1,8	1,0	0,9	1,6	1,5	2,8
La	19,7	12,1	12,3	18,5	17,0	35,3
Ce	43,4	26,8	28,0	40,4	37,7	76,0
Pr	5,7	3,5	3,7	5,2	4,9	9,5
Pb	1,5	0,9	1,1	1,3	1,3	2,5
Nd	24,1	15,2	17,1	22,3	21,1	39,8
Sr	310,5	192,8	237,1	248,4	216,2	200,7
Sm	6,0	3,8	4,5	5,6	5,2	9,4
Zr	229,9	118,1	168,7	179,7	208,1	455,5
Hf	5,0	2,7	3,8	4,1	4,6	9,7
Eu	2,1	1,3	1,6	1,8	1,7	2,7
Gd	6,8	4,3	5,4	6,4	6,0	10,5
Tb	1,1	0,7	0,9	1,0	1,0	1,7
Dy	6,7	4,3	5,5	6,4	6,0	10,5
Ho	1,4	0,9	1,1	1,3	1,3	2,2
Er	3,8	2,4	3,1	3,7	3,5	6,1
Y	40,0	39,8	32,4	38,8	35,8	63,6
Yb	3,3	2,2	2,8	3,3	3,2	5,7
Lu	0,5	0,3	0,4	0,5	0,5	0,8

Echantillon	PLU DR6-2-2	PLU DR8-1-1	PLU DR10-1-1	PLU DR10-2-2	PLU DR14-1-1	PLUDR15-1-1
Localisation	SEIR				Boileau	La Fontaine
SiO ₂	53,72	47,20	48,48	48,23	44,01	45,90
TiO ₂	1,92	1,87	1,48	1,45	2,72	2,97
Al ₂ O ₃	13,59	15,50	14,65	15,39	16,71	15,91
Fe ₂ O ₃	12,18	10,93	12,53	12,12	12,80	12,97
MnO	0,19	0,15	0,22	0,33	0,18	0,24
MgO	3,36	5,73	6,07	5,86	3,21	5,02
CaO	6,90	12,33	11,93	12,17	6,85	7,64
Na ₂ O	3,70	2,65	2,68	2,66	4,30	3,95
K ₂ O	1,17	0,42	0,44	0,37	1,70	2,05
P ₂ O ₅	0,37	0,32	0,25	0,22	0,80	1,00
Total	97,09	97,10	98,71	98,79	93,28	97,65
Cs	0,410	0,150	0,449	0,313	0,372	0,405
Rb	36,0	4,8	8,8	7,9	21,7	40,6
Ba	255,9	70,6	34,3	35,7	308,7	548,7
Th	4,4	1,7	1,0	0,8	5,4	8,7
U	1,0	0,5	0,2	0,3	1,2	1,9
Nb	40,5	18,5	8,9	7,8	61,2	97,2
Ta	2,3	1,2	0,5	0,5	3,8	6,1
La	32,9	13,2	7,7	8,0	44,8	68,8
Ce	71,1	26,8	17,6	19,1	78,2	136,5
Pr	8,9	4,0	2,6	2,5	10,6	15,4
Pb	2,4	1,7	1,7	9,9	2,8	8,2
Nd	37,3	18,0	12,2	11,9	44,2	60,7
Sr	212,0	277,2	174,7	169,2	435,1	879,3
Sm	8,8	4,7	3,5	3,4	9,8	11,4
Zr	362,8	165,6	123,4	91,5	367,7	389,1
Hf	7,8	3,9	2,9	2,3	8,1	8,4
Eu	2,6	1,6	1,3	1,3	3,1	3,6
Gd	10,0	5,3	4,5	4,5	10,7	10,6
Tb	1,7	0,8	0,8	0,8	1,6	1,5
Dy	10,0	5,1	5,1	4,9	9,5	8,1
Ho	2,1	1,0	1,1	1,1	2,0	1,5
Er	6,0	2,7	3,1	3,0	5,4	4,0
Y	63,3	32,1	32,3	31,1	73,1	45,0
Yb	5,5	2,3	2,8	2,7	4,8	3,3
Lu	0,8	0,3	0,4	0,4	0,7	0,5

Echantillon	PLUDR15-2-3	PLUDR15-3-2	PLUDR16-3-2	PLUDR19-2-2	PLUDR21-1-3	PLU DR22-1-1
Localisation	La Fontaine	La Fontaine	La Bruyère	Lamartine	St Pierre	
SiO ₂	44,31	46,06	45,76	46,63	44,92	49,12
TiO ₂	3,12	2,90	2,69	1,71	1,88	2,50
Al ₂ O ₃	14,58	16,07	17,48	17,23	15,86	14,35
Fe ₂ O ₃	11,85	12,68	12,71	10,66	11,93	13,40
MnO	0,19	0,21	0,17	0,18	0,31	0,20
MgO	8,91	4,90	3,03	4,09	8,08	5,46
CaO	9,38	7,40	8,15	6,87	10,97	9,58
Na ₂ O	3,63	4,26	3,99	4,27	2,89	3,46
K ₂ O	1,78	2,19	1,41	1,79	0,24	0,60
P ₂ O ₅	0,61	1,02	0,74	0,43	0,43	0,34
Total	98,35	97,70	96,11	93,86	97,52	99,00
Cs	0,899	1,063	0,212	0,705	0,012	0,140
Rb	41,8	51,0	22,0	40,6	1,8	9,7
Ba	408,3	520,6	306,5	420,8	50,4	126,8
Th	7,1	8,0	4,0	9,6	1,1	2,0
U	1,6	2,1	1,5	1,3	1,4	0,5
Nb	73,8	79,5	44,5	61,5	11,2	21,1
Ta	5,2	4,5	2,6	3,9	0,7	1,3
La	40,1	65,4	31,0	38,5	11,9	18,0
Ce	79,9	130,4	64,1	68,4	22,2	40,4
Pr	9,5	15,0	7,9	7,3	3,6	5,4
Pb	3,5	4,1	2,5	6,6	4,2	1,6
Nd	37,4	58,3	32,9	26,6	17,6	23,9
Sr	553,6	1080,6	461,3	492,6	249,2	277,9
Sm	7,6	10,9	7,7	5,2	4,8	6,1
Zr	316,2	431,4	264,3	244,6	123,4	189,1
Hf	7,3	8,4	5,6	5,1	3,9	4,3
Eu	2,5	3,4	2,5	1,7	1,7	2,1
Gd	7,3	10,0	8,1	5,3	5,8	7,0
Tb	1,0	1,4	1,2	0,8	1,0	1,1
Dy	5,8	7,6	7,2	4,8	6,0	6,8
Ho	1,1	1,4	1,4	1,0	1,3	1,4
Er	3,0	3,7	3,7	2,7	3,6	3,7
Y	30,1	42,9	41,0	28,8	37,9	39,9
Yb	2,5	3,1	3,1	2,4	3,2	3,2
Lu	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5

Echantillon	PLU DR22-4-1	PLU DR24-1-1	PLU DR24-2	PLU DR28-1-1	PLU DR30-1-1	PLU DR30-2-1
Localisation	St Pierre				Apollinaire	Apollinaire
SiO ₂	47,66	51,99	53,19	48,71	48,49	46,70
TiO ₂	2,47	1,01	0,94	0,77	2,17	2,23
Al ₂ O ₃	14,54	16,17	16,37	17,44	17,44	16,28
Fe ₂ O ₃	13,22	10,05	9,37	8,06	10,61	10,90
MnO	0,20	0,15	0,14	0,14	0,20	0,20
MgO	5,80	7,39	7,20	6,82	3,52	3,63
CaO	9,74	10,06	9,88	14,32	7,19	7,39
Na ₂ O	3,50	2,60	2,71	2,00	5,36	4,81
K ₂ O	0,52	0,19	0,16	0,12	2,06	1,74
P ₂ O ₅	0,34	0,13	0,12	0,06	0,88	0,94
Total	97,99	99,75	100,08	98,42	97,93	94,81
Cs	0,114	0,043	0,043	0,127	1,006	0,709
Rb	8,3	3,4	3,0	2,3	57,1	43,3
Ba	117,9	43,6	39,0	6,8	496,7	496,6
Th	2,5	0,7	0,4	0,2	8,0	7,2
U	0,6	0,1	0,1	0,1	1,5	1,5
Nb	24,0	5,2	3,5	2,6	75,0	74,6
Ta	1,6	0,3	0,2	0,1	4,6	4,3
La	18,0	4,5	3,6	1,6	50,4	52,1
Ce	40,8	10,9	8,8	4,4	98,7	101,3
Pr	5,4	1,6	1,3	0,7	11,4	11,7
Pb	2,5	0,9	0,9	0,9	5,9	5,1
Nd	23,9	8,2	7,4	3,7	41,9	43,5
Sr	286,8	186,4	178,6	102,9	565,9	586,9
Sm	6,1	2,8	2,5	1,4	7,9	8,3
Zr	226,8	77,3	59,4	39,8	347,0	265,1
Hf	5,2	2,0	1,5	1,2	6,5	5,3
Eu	2,1	1,1	1,0	0,6	2,5	2,6
Gd	6,9	3,5	3,1	2,2	7,7	8,0
Tb	1,1	0,6	0,5	0,4	1,1	1,2
Dy	6,6	3,6	3,1	2,9	6,7	7,0
Ho	1,4	0,7	0,6	0,7	1,3	1,4
Er	3,7	2,0	1,7	1,9	3,5	3,8
Y	38,4	20,6	18,2	17,7	39,2	42,6
Yb	3,1	1,8	1,5	1,8	3,1	3,2
Lu	0,5	0,3	0,2	0,3	0,5	0,5

Echantillon	PLU DR32-1	PLU DR34-1-1	PLU DR35-1-1	PLU DR37-2	PLU DR39-1-1
Localisation	Sand		Verlaine	Hugo	Rimbaud
SiO ₂	47,21	49,03	44,22	48,86	50,19
TiO ₂	1,76	2,55	1,63	2,40	1,31
Al ₂ O ₃	17,40	13,70	16,00	14,46	14,46
Fe ₂ O ₃	12,47	13,44	11,44	14,78	10,98
MnO	0,22	0,25	0,18	0,23	0,22
MgO	3,70	4,70	6,67	5,01	7,25
CaO	6,62	9,05	12,16	9,21	11,96
Na ₂ O	4,41	3,25	2,94	3,11	2,63
K ₂ O	1,59	0,83	0,37	0,84	0,20
P ₂ O ₅	0,71	0,35	0,79	0,30	0,14
Total	96,09	97,14	96,40	99,20	99,33
Cs	0,251	0,286	0,002	0,170	0,100
Rb	35,2	12,8	3,3	15,2	3,2
Ba	434,2	104,1	73,3	260,2	26,2
Th	6,6	2,4	1,7	3,1	0,4
U	2,0	0,5	2,7	0,5	0,2
Nb	54,7	24,9	12,6	34,5	4,3
Ta	3,2	1,6	0,7	2,1	0,2
La	39,3	17,4	11,8	24,3	3,6
Ce	72,5	41,7	25,9	48,9	9,6
Pr	8,0	5,5	3,5	6,3	1,5
Pb	11,4	7,4	2,0	1,7	2,2
Nd	30,7	24,7	15,4	26,3	8,1
Sr	474,6	241,0	283,9	324,6	118,8
Sm	6,3	6,4	4,0	6,2	2,8
Zr	227,9	257,1	134,5	230,4	66,8
Hf	4,9	5,9	3,3	4,9	1,9
Eu	2,1	2,2	1,4	2,1	1,1
Gd	6,3	7,5	4,7	7,0	4,0
Tb	1,0	1,2	0,8	1,1	0,7
Dy	5,9	7,5	4,8	6,9	4,9
Ho	1,2	1,6	1,0	1,4	1,1
Er	3,2	4,3	2,7	4,0	3,1
Y	34,2	42,7	28,8	41,4	31,8
Yb	2,8	3,9	2,4	3,5	3,0
Lu	0,4	0,5	0,3	0,5	0,4

Table A-3 : synthèse des compositions élémentaires des échantillons de verre volcanique obtenues par microsonde électronique (majeurs, en %) et LA-HR-ICP-MS (traces, en ppm).

Echantillon	PLU DR 1-2-2	PLU DR 1-2-3	PLU DR 2 tube	PLU DR 2-1-1	PLU DR 2-1-1S	PLU DR 2-1-2
Localisation	Boomerang	Boomerang				
SiO ₂	50,15	50,47	50,74	50,43	50,81	51,03
TiO ₂	2,81	2,81	2,38	2,09	2,09	2,07
Al ₂ O ₃	13,12	13,32	14,48	14,30	14,43	14,41
Fe ₂ O ₃	14,86	14,85	13,03	13,01	13,03	13,06
MnO	0,23	0,23	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	5,14	5,19	5,35	5,97	5,96	5,96
CaO	9,07	9,39	9,61	10,23	10,21	10,27
Na ₂ O	3,02	3,00	3,05	2,97	2,97	2,72
K ₂ O	0,66	0,67	0,66	0,46	0,46	0,45
Total	99,38	100,00	99,63	99,69	100,19	100,20
Cs	0,22	0,23	0,26	0,15	0,14	0,12
Rb	21,33	20,34	21,59	13,24	12,98	12,98
Ba	180,8	180,6	198,0	139,0	120,4	117,5
Th	2,767	2,929	3,155	1,954	1,595	1,539
U	0,701	0,678	0,792	0,484	0,387	0,360
Nb	42,1	40,7	34,4	21,8	23,4	23,5
Ta	2,140	2,250	2,057	1,458	1,269	1,241
La	28,0	28,4	27,6	18,1	17,0	17,0
Ce	57,6	56,9	58,2	40,0	36,2	35,3
Pr	7,01	7,13	7,21	5,37	4,69	4,54
Pb	2,00	1,86	2,26	1,60	1,35	1,39
Nd	31,4	32,8	30,8	25,3	22,1	21,5
Sr	353	373	331	312	286	279
Sm	7,71	7,99	7,37	6,53	5,91	5,82
Zr	269	276	236	197	194	192
Hf	4,90	5,23	5,12	4,44	3,73	3,53
Eu	2,80	2,88	2,36	2,27	2,14	2,12
Gd	8,49	8,44	8,81	7,24	6,43	6,62
Tb	1,26	1,26	1,35	1,12	0,98	0,99
Dy	8,21	8,30	9,00	7,82	6,71	6,60
Ho	1,57	1,64	1,72	1,52	1,31	1,29
Er	4,27	4,47	4,81	4,31	3,63	3,55
Y	49,9	52,0	44,5	41,4	40,7	40,9
Yb	4,03	4,35	4,41	4,09	3,32	3,28
Lu	0,575	0,628	0,610	0,599	0,491	0,473

Echantillon	PLU DR 4-1-4	PLU DR 6	PLU DR 6-1-1	PLU DR 6-1-3	PLU DR 6-2	PLU DR 6-2-1
Localisation	SEIR					
SiO ₂	56,51	56,34	55,88	56,46	54,84	56,04
TiO ₂	1,85	1,98	1,99	1,97	2,11	1,97
Al ₂ O ₃	15,25	14,63	14,35	14,41	14,44	14,40
Fe ₂ O ₃	11,51	12,05	12,19	12,23	12,36	12,11
MnO	0,19	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19
MgO	2,65	2,72	2,76	2,75	3,24	2,79
CaO	6,76	6,52	6,58	6,57	7,01	6,52
Na ₂ O	3,31	3,17	3,35	2,72	3,12	3,22
K ₂ O	1,29	1,39	1,39	1,36	1,26	1,38
Total	99,53	99,20	98,88	98,86	98,74	98,82
Cs	0,56	0,47	0,53	0,50	0,50	0,42
Rb	47,23	44,06	44,17	48,69	45,02	38,41
Ba	369,9	306,0	351,7	371,7	309,7	298,6
Th	7,567	5,924	7,017	7,795	5,801	5,615
U	1,869	1,349	1,757	1,883	1,380	1,370
Nb	60,4	62,5	57,6	58,4	63,2	45,7
Ta	3,943	3,306	3,737	3,872	3,291	2,749
La	54,6	48,8	52,2	54,8	49,1	41,7
Ce	112,5	96,5	107,8	111,0	97,6	86,1
Pr	14,02	11,56	13,30	13,69	11,61	10,37
Pb	3,96	3,11	3,73	4,50	3,24	3,36
Nd	62,0	51,0	58,6	57,7	50,9	43,8
Sr	279	242	262	268	245	249
Sm	14,24	12,19	13,74	13,37	12,25	10,04
Zr	557	535	523	526	528	409
Hf	12,33	9,78	11,62	11,94	9,64	8,48
Eu	4,01	3,51	3,73	3,71	3,57	2,86
Gd	14,71	12,55	14,16	15,09	12,29	11,75
Tb	2,27	1,92	2,21	2,44	1,85	1,82
Dy	15,12	12,77	14,70	15,77	12,40	12,16
Ho	3,06	2,48	2,98	3,13	2,43	2,34
Er	8,86	7,04	8,50	8,93	6,85	6,63
Y	84,0	80,5	80,2	80,8	79,3	61,9
Yb	8,85	6,91	8,46	8,46	6,88	6,38
Lu	1,264	1,026	1,232	1,275	1,013	0,916

Echantillon	PLU DR 6-2-2	PLU DR 10-1-1	PLU DR 10-1Mn	PLU DR 22-7-1	PLU DR 22-3-1	PLU DR 24-1
Localisation	SEIR			St Pierre	St Pierre	
SiO₂	54,93	49,91	49,36	50,62	50,27	53,15
TiO₂	2,12	1,75	1,76	2,60	2,85	1,14
Al₂O₃	14,45	14,40	14,25	15,17	13,98	15,90
Fe₂O₃	12,43	13,51	13,46	12,89	13,85	10,26
MnO	0,19	0,21	0,21	0,19	0,21	0,15
MgO	3,27	6,31	6,31	4,62	4,90	7,14
CaO	7,08	11,15	11,14	9,58	9,26	10,09
Na₂O	3,24	2,83	3,06	3,08	3,30	2,76
K₂O	1,26	0,25	0,26	0,67	0,76	0,20
Total	99,13	100,40	99,88	99,48	99,43	100,85
Cs	0,50	0,14	0,10	0,20	0,20	0,04
Rb	42,89	7,36	6,89	19,59	20,55	5,99
Ba	325,7	60,8	54,7	153,7	168,3	65,0
Th	6,890	1,339	1,094	2,286	2,652	0,716
U	1,666	0,358	0,271	0,550	0,656	0,182
Nb	51,8	12,5	14,4	32,0	34,5	7,1
Ta	3,624	0,915	0,782	1,583	1,920	0,459
La	47,3	11,9	11,4	24,2	26,9	7,0
Ce	96,4	27,1	25,8	50,9	55,5	16,3
Pr	12,14	3,91	3,52	6,44	7,09	2,36
Pb	3,63	0,99	0,86	1,95	2,06	1,33
Nd	51,6	19,0	17,1	29,4	33,3	13,0
Sr	262	215	201	308	330	236
Sm	12,36	5,60	4,97	7,33	8,60	4,20
Zr	463	151	161	269	307	97
Hf	11,24	4,00	3,23	4,87	5,79	2,39
Eu	3,49	2,03	1,89	2,63	3,03	1,58
Gd	12,76	6,86	6,14	8,00	8,93	5,08
Tb	1,93	1,11	0,94	1,22	1,31	0,81
Dy	13,49	7,88	6,60	7,90	8,66	5,27
Ho	2,76	1,63	1,30	1,49	1,65	1,00
Er	7,76	4,56	3,68	3,99	4,40	2,86
Y	70,9	42,0	42,6	46,1	52,2	27,5
Yb	7,82	4,68	3,83	3,53	4,23	2,69
Lu	1,150	0,683	0,551	0,520	0,589	0,373

Echantillon	PLU DR 24-1-4	PLU DR 24-1-4X	PLU DR 34-1-1
Localisation			
SiO ₂	53,22	52,35	50,79
TiO ₂	1,10	1,04	2,89
Al ₂ O ₃	16,13	15,69	14,11
Fe ₂ O ₃	10,08	10,17	14,37
MnO	0,15	0,15	0,21
MgO	6,97	8,76	4,88
CaO	10,17	9,83	9,33
Na ₂ O	2,72	2,58	3,09
K ₂ O	0,19	0,19	0,60
Total	100,78	100,81	100,35
Cs	0,11	-0,63	0,19
Rb	5,92	3,80	15,94
Ba	65,9	40,4	131,9
Th	0,725	0,441	2,909
U	0,186	0,109	0,734
Nb	7,0	5,3	27,1
Ta	0,455	0,278	2,016
La	6,8	4,4	25,7
Ce	16,2	10,5	56,6
Pr	2,42	1,35	7,78
Pb	1,28	0,78	1,94
Nd	13,0	7,3	35,9
Sr	243	156	296
Sm	4,13	3,38	9,46
Zr	95	69	285
Hf	2,34	1,57	7,16
Eu	1,62	1,08	3,18
Gd	4,94	3,15	10,40
Tb	0,75	0,46	1,59
Dy	5,17	2,77	10,74
Ho	0,98	0,58	2,17
Er	2,73	1,85	6,04
Y	26,6	20,1	55,8
Yb	2,70	1,49	5,83
Lu	0,350	0,339	0,835

Table A-4 : synthèse des compositions isotopiques en Sr, Nd, Pb et Hf obtenues sur l'ensemble des échantillons (poudres roche totale et verre volcaniques) par TIMS Triton (Sr-Nd) et MC-ICP-MS Neptune (Hf-Pb).

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur 2 σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur 2 σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erreur 2 σ
PLU DR 1-2-2 Verre	0,704117	0,000010	0,512833	0,000001	18,814	0,001
PLU DR 1-2-4					19,124	0,001
PLU DR 2 Tube Verre					19,101	0,001
PLU DR 2-1-1 sac Verre	0,704300	0,000010			18,583	0,001
PLU DR 2-1-1	0,704213	0,000008	0,512766	0,000006	18,578	0,001
PLU DR 2-1-2 Verre	0,704134	0,000008	0,512776	0,000006	18,579	0,001
PLU DR 4-1-3	0,703842	0,000006	0,512838	0,000006	19,134	0,001
PLU DR 4-1-4 Verre	0,703947	0,000011	0,512828	0,000014	18,856	0,001
PLU DR 6 Verre	0,703940	0,000008	0,512819	0,000006	18,854	0,001
PLU DR 6-1-1	0,703935	0,000008	0,512814	0,000008	18,849	0,001
PLU DR 6-1-2 Verre	0,703935	0,000007	0,512810	0,000006	18,843	0,001
PLU DR 6-1-3 Verre					18,851	0,001
PLU DR 6-2-1 Verre					18,829	0,002
PLU DR 6-2-2					18,838	0,001
PLU DR 8-1-1	0,703983	0,000008	0,512846	0,000008	18,962	0,001
PLU DR 10-1-1					18,839	0,001
PLU DR 10-1-1 Verre	0,703644	0,000008			18,819	0,002
PLU DR 10-2-2	0,703926	0,000006	0,512876	0,000008	18,786	0,001
PLU DR 14-1-1	0,704008	0,000009	0,512785	0,000004	18,958	0,001
PLU DR 15-1-1	0,704090	0,000008	0,512838	0,000006	19,012	0,001
PLU DR 15-2-3	0,703864	0,000006	0,512849	0,000006	19,134	0,001
PLU DR 15-3-2	0,703905	0,000006	0,512849	0,000006	19,230	0,001
PLU DR 16-3-2	0,704123	0,000006	0,512836	0,000008	19,123	0,001
PLU DR 19-2-2	0,703838	0,000008	0,512824	0,000008	18,835	0,001
PLU DR 21	0,703967	0,000008	0,512818	0,000006	18,747	0,002
PLU DR 22-1-1					18,671	0,001
PLU DR 22-3-1 Verre	0,704107	0,000006	0,512837	0,000006	18,629	0,001
PLU DR 22-7-1 Verre	0,704134	0,000008	0,512839	0,000006	18,636	0,002
PLU DR 24-1	0,705451	0,000006	0,512464	0,000008	17,384	0,003
PLU DR 24-1-4 Verre	0,705451	0,000008	0,512483	0,000016	17,487	0,001
PLU DR 24-1-4X Verre	0,705304	0,000006	0,512478	0,000006	17,375	0,004
PLU DR 28-1-1	0,703630	0,000008	0,512932	0,000008	18,667	0,001
PLU DR 30-1-1	0,703870	0,000008	0,512809	0,000010	19,617	0,001
PLU DR 30-2-1	0,703938	0,000008	0,512817	0,000006	19,490	0,001
PLU DR 32-1	0,704192	0,000008	0,512819	0,000010	18,625	0,002
PLU DR 34-1-1	0,703849	0,000006	0,512878	0,000010	18,523	0,001
PLU DR 34-1-1 Verre	0,703525	0,000008	0,5129	0,000006	18,613	0,001
PLU DR 35-1-1	0,704271	0,000006	0,512748	0,000008	18,704	0,001
PLU DR 37-2	0,703873	0,000006	0,512851	0,000006	19,094	0,001
PLU DR 39-1-1	0,703760	0,000008	0,512940	0,000008	18,513	0,001

	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erreur 2 σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erreur 2 σ	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	Erreur 2 σ
PLU DR 1-2-2 Verre	15,590	0,001	39,031	0,003	0,283070	0,000005
PLU DR 1-2-4	15,616	0,001	39,432	0,003	0,283068	0,000005
PLU DR 2 Tube Verre	15,600	0,001	39,441	0,003		
PLU DR 2-1-1 sac Verre	15,582	0,001	38,975	0,003		
PLU DR 2-1-1	15,585	0,001	38,971	0,002	0,282973	0,000006
PLU DR 2-1-2 Verre	15,585	0,001	38,971	0,003		
PLU DR 4-1-3	15,617	0,001	39,496	0,003	0,283056	0,000006
PLU DR 4-1-4 Verre	15,587	0,001	39,262	0,003		
PLU DR 6 Verre	15,589	0,001	39,271	0,003		
PLU DR 6-1-1	15,584	0,001	39,251	0,003	0,283047	0,000007
PLU DR 6-1-2 Verre	15,580	0,001	39,234	0,002		
PLU DR 6-1-3 Verre	15,585	0,001	39,258	0,003		
PLU DR 6-2-1 Verre	15,582	0,001	39,227	0,004		
PLU DR 6-2-2	15,583	0,001	39,236	0,003	0,283038	0,000005
PLU DR 8-1-1	15,621	0,001	39,134	0,003	0,283051	0,000005
PLU DR 10-1-1	15,577	0,001	38,961	0,003	0,283127	0,000006
PLU DR 10-1-1 Verre	15,645	0,001	38,934	0,004		
PLU DR 10-2-2	15,658	0,001	38,868	0,003	0,283137	0,000007
PLU DR 14-1-1	15,593	0,001	39,174	0,003	0,282994	0,000007
PLU DR 15-1-1	15,640	0,001	39,132	0,002	0,283006	0,000005
PLU DR 15-2-3	15,611	0,001	39,333	0,003	0,282989	0,000007
PLU DR 15-3-2	15,621	0,001	39,426	0,003	0,282997	0,000005
PLU DR 16-3-2	15,604	0,001	39,348	0,004	0,282986	0,000005
PLU DR 19-2-2	15,581	0,001	39,233	0,003	0,283010	0,000007
PLU DR 21	15,631	0,002	38,795	0,004	0,283090	0,000005
PLU DR 22-1-1	15,596	0,001	38,977	0,002	0,283044	0,000006
PLU DR 22-3-1 Verre	15,567	0,001	38,920	0,003	0,283043	0,000006
PLU DR 22-7-1 Verre	15,574	0,002	38,940	0,004		
PLU DR 24-1	15,571	0,002	38,121	0,006	0,282723	0,000005
PLU DR 24-1-4 Verre	15,583	0,001	38,196	0,003		
PLU DR 24-1-4X Verre	15,566	0,004	38,074	0,010	0,282645	0,000006
PLU DR 28-1-1	15,624	0,001	38,809	0,004	0,283209	0,000006
PLU DR 30-1-1	15,664	0,001	39,892	0,003	0,282978	0,000005
PLU DR 30-2-1	15,670	0,001	39,741	0,003	0,282991	0,000006
PLU DR 32-1	15,615	0,002	38,707	0,005	0,282992	0,000007
PLU DR 34-1-1	15,601	0,001	38,599	0,003	0,283119	0,000006
PLU DR 34-1-1 Verre	15,541	0,001	38,806	0,004		
PLU DR 35-1-1	15,627	0,001	39,182	0,003	0,283022	0,000006
PLU DR 37-2	15,628	0,001	39,496	0,003	0,283113	0,000008
PLU DR 39-1-1	15,615	0,001	38,665	0,004	0,283191	0,000006

Etudes géophysiques associées

ARTICLE ACCEPTÉ AU *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*

-

**BUILDING OF THE AMSTERDAM-SAINT PAUL PLATEAU:
A 10 MYR HISTORY OF A RIDGE-HOTSPOT INTERACTION AND VARIATIONS IN THE
STRENGTH OF THE HOTSPOT SOURCE**

Maia, M., Pessanha, I., Courreges, E., Patriat, M., Gente, P., Hémond, C., **Janin, M.**, Johnson, K., Roest, W., Royer, J.-Y., Vatteville, J.

The Amsterdam-Saint Paul plateau results from a 10 Myr interaction between the South East Indian Ridge and the Amsterdam-Saint Paul hotspot. During this period of time, the structure of the plateau changed as a consequence of changes in both the ridge-hotspot relative distance and in the strength of the hotspot source. The joint analysis of gravity-derived crust thickness and bathymetry reveals that the plateau started to form at ~10 Ma by an increase of the crustal production at the ridge axis, due to the nearby hotspot. This phase, which lasted 3-4 Myr, corresponds to a period of a strong hotspot source, maybe due to a high temperature or material flux, and decreasing ridge-hotspot distance. A second phase, between ~6 and ~3 Ma, corresponds to a decrease in the ridge crustal production. During this period, the hotspot center was close to the ridge axis and this low magmatic period suggests a weak hotspot source. At ~3 Ma, the ridge was located approximately above the hotspot center. An increase in the hotspot source strength then resulted in the building of the shallower part of the plateau. The variations of the melt production at the ridge axis through time resulted in variations in crustal thickness but also in changes in the ridge morphology. The two periods of increased melt production correspond to smooth ridge morphology, characterized by axial highs, while the intermediate period corresponds to a rougher, rift-valley morphology. These variations reveal changes in axial thermal structure due to higher melting production rates and temperatures.

ARTICLE SOUMIS AU *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*

-

**EVOLUTION OF RIDGE SEGMENTATION ON THE ST-PAUL & AMSTERDAM PLATEAU
SINCE 10MA, IN THE CONTEXT OF RIDGE-HOTSPOT INTERACTION**

Courreges, E., Maia, M., Patriat, M., Pessanha, I., Roest, W., Royer, J.-Y.

Oceanic plateaus often record valuable insights on ridge-hotspot interactions. As a good example, the Saint-Paul and Amsterdam plateau, crossed by the South East Indian Ridge (SEIR), allows good data coverage because of its small size (600 km long, 150 km wide) and an easier quantification of SEIR-St Paul & Amsterdam Hotspot distance because of its young age (10 Ma). Two geophysical and geochemical surveys, Boomerang in 1996 [Johnson *et al.*, 1996; Scheirer *et al.*, 2000; Conder *et al.*, 2000] and Pluriel in 2006 [Maia *et al.*, 2008], provided geophysical data and rocks samples throughout most of the Plateau. We focused on a structural analysis of bathymetric and magnetic anomalies, in correlation with gravity-derived crustal thickness to describe in detail the complex morphology of the plateau. Between Amsterdam and Saint-Paul fracture zones, we identified two second order ridge segments separated by a non-transform discontinuity. These segments evolved in very different ways. Along the northern segment (I1), topography is very chaotic with abyssal hills showing variable directions and amplitudes, including propagators, while the southern segment (I2) is more regular with textural directions consistent with the spreading direction. While on segment I1 finite spreading rates look highly variable, segment I2 exhibits two clear ridge jumps of 70 and 40 km. One of them unambiguously moves the ridge axis away from the hot spot, contrary to what is commonly observed in other contexts of ridge-hotspot interaction. This suggests that far field stresses are more influent than a hotspot in triggering the ridge jump.

ARTICLE PUBLIÉ

-

INTERRIDGE NEWS

**Sampling and surveying ridge-hotspot
interaction on the Central Indian Ridge,
19°S: Cruise KNOX11RR**

Füri, E., Hilton, D., Dymont, J., Hémond, C., Murton, B., Day, J., Barry, P., Bissessur, D., Clark, J., Cukrov, N., **Janin, M.**, Ramirez-Umaña, C., Unsworth, S., Witt, M., Das, P.

INTERNATIONAL RESEARCH

International Research:

CENTRAL INDIAN RIDGE



Sampling and surveying ridge-hotspot interaction on the Central Indian Ridge, 19°S: Cruise KNOX11RR

E. Fürti¹, D. Hilton¹, J. Dymant², C. Hémond³, B. Murton⁴, J. Day⁵, P. Barry¹, D. Bissessur², J. Clark, N. Cukrov⁶, M. Janin³, C. Ramirez-Umaná⁷, S. Unsworth⁴, M. Witt⁸, P. Das³

The KNOX11RR cruise of November 2007 was a 19-day, multi-national joint geochemical sampling and geophysical surveying cruise to the Central Indian Ridge (CIR), between 16°70'S and 20°16'S, and the adjacent Gasitao Ridge, Three Magi Ridges, and Rodrigues Ridge (Fig. 1; Dymant et al., 1999). This region presents an opportunity to study the oblique interaction between a spreading ridge (CIR) and a hotspot (presently located at Réunion Island, ~1100 km to the west of the ridge).

Our principal goal was to test the hypotheses of Murton et al. (2005) and Nauret et al. (2006) regarding the direction of

asthenospheric mantle flow between Réunion and the CIR. In the first case, Murton et al. (2005) found that young (zero age) basalts from the CIR exhibit an enrichment in incompatible elements that increases northward towards the Marie Celeste Fracture Zone (FZ). In addition, CIR basalts appear to lie on a mixing line between N-MORB and a source component that closely resembles present-day Réunion hotspot lavas. This suggests that enriched mantle is being supplied from Réunion in the form of an eastward-flowing tongue of material that migrates towards the CIR against the motion of the lithosphere. In contrast, Nauret et al. (2006) noted that only off-axis magmatism, located to the west of the ridge axis, appears to contain a Réunion component. They suggested that Réunion-like source material is diverted further south towards the Egeria FZ.

Thus, our strategy was to sample the Marie Celeste FZ and select sections of the CIR as well as the adjacent (off-axis) ridges to supplement samples collected on previous French and UK cruises. Noble gas (He, Ne, Ar) and volatile (CO₂, H₂O, Cl, F, and S) analyses of fresh basaltic glass rims combined with major and trace element and radioisotope data (Sr, Nd, Pb, Hf, Os) will provide the means to discriminate between the two hypotheses outlined above.

During the KNOX11RR cruise, we recovered material from 28 out of a total of 38 dredges along the Marie Celeste FZ, the CIR axis, the Three Magi Ridges, the Gasitao Ridge, and the

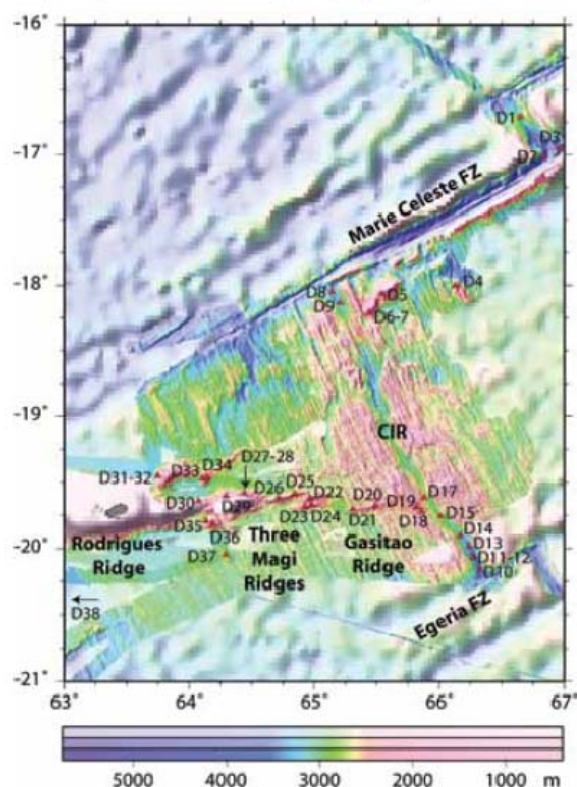


Figure 1: Bathymetric map of CIR and the adjacent Gasitao Ridge, Three Magi Ridges, and Rodrigues Ridge. The three levels of color for the bathymetry data represent a) pale colors, bathymetry "predicted" from satellite altimetry (Smith and Sandwell, 1997); b) intermediate colors, previous multibeam bathymetric data from R/V *Marion Dufresne* (1998; Dymant et al., 1999), *L'Atalante* (2000; Dymant et al., 2000), and *Hakuho-Maru* (2007; Okino et al., 2008); c) bright colors, multibeam bathymetric data collected by R/V *Revelle* on this cruise. Sample locations are shown as solid triangles.

¹Scripps Institution of Oceanography, UCSD, La Jolla, CA, USA; ²IPGP and CNRS, Paris, France; ³IUEM, Plouzané, France; ⁴NOC, Southampton, UK; ⁵University of Maryland, MD, USA; ⁶Rudjer Boskovic Institute, Zagreb, Croatia; ⁷University of Costa Rica, San Jose, Costa Rica; ⁸Oxford University, Oxford, UK

INTERNATIONAL RESEARCH

Rodrigues Ridge. Eleven dredges were successfully deployed along the ridge axis and another three at adjacent seamounts. Basalts from this region are fresh, aphyric and, in many cases, have glass rims, up to ~3 cm thick (Fig. 2). One dredge (D2) recovered coarse-grained gabbros, as well as harzburgitic and lherzolitic material, from an oceanic core complex located at the intersection of the CIR with the Marie Celeste FZ. The off-axis structures, i.e., the Three Magi Ridges, the Gasitao Ridge, and the Rodrigues Ridge, were also dredged and mapped. Thirteen dredges generally yielded older, Mn-encrusted pillow basalt fragments. However, variable amounts of fresh basaltic glass were recovered from several stations. Multibeam bathymetry and magnetics were collected throughout the cruise.

Preliminary results of helium isotope and abundance analyses show that the helium concentrations decrease southward along the CIR (Fig. 3). MORB-like $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios are found in glasses recovered in the vicinity of the Marie Celeste FZ, while the highest $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios ($\sim 11R_A$, where R_A = atmospheric $^3\text{He}/^4\text{He}$) are found between 18.91° and 19.95°S on the ridge axis. However, even higher ratios were measured in some of the glass samples recovered off axis, from the Three Magi Ridges and the Gasitao Ridge.

Therefore, our initial data appear consistent with asthenospheric flow impinging the ridge axis adjacent to the Gasitao Ridge. Additional noble gas and volatile data will be combined with major/trace element and radioisotope data to provide further details of ridge-hotspot interaction at the CIR.

Acknowledgments

We would like to thank Captain T. Desjardins and the crew of the R/V *Revelle* for their dedicated support. The KNOX11RR cruise was funded by University of California Ship Funds. We acknowledge NSF grant OCE-0726573 and CNRS INSU "Soutien aux campagnes océanographiques" for cruise-related expenses and analytical work.

References

Dymont, J., Y. Gallet and the Magofond 2 Scientific Party (1999). "The Magofond 2 cruise: a surface and deep tow survey on the past and present Central Indian Ridge." *InterRidge News*, 8, 25-31.

Dymont J., C. Hémond, and the GIMNAUT Scientific Party (2000). "Deep-sea exploration of the Central Indian Ridge at 19°S." *InterRidge News*, 9(2), 29-32.

Murton, B.J., A.G. Tindle, et al. (2005). "Heterogeneity in southern Central Indian Ridge MORB; implications for ridge-hot spot interaction." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6: no.3, 24.

Nauret, F., W. Abouchami, et al. (2006). "Correlated trace element-Pb isotope enrichments in Indian MORB along 18-20° S, Central Indian Ridge." *Earth and Planetary Science Letters* 245(1-2): 137-152.

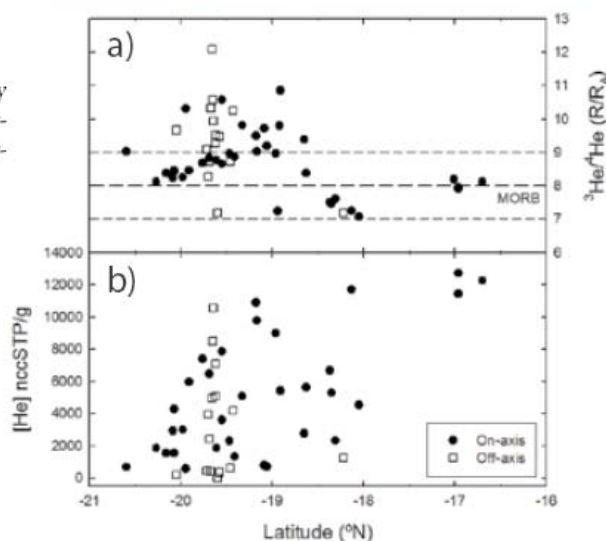
Okino, K., Y. Ichikawa, and K. Tamaki (2008). "Detailed morphology of the Central Indian Ridge between 20°15'S and 15°30'S: implication for ridge-hotspot interaction." In: *Proceedings of the Japan Geoscience Union (JPGU) Meeting 2008* (Chiba, Japan, 25-30 May 2008), J164-002.

Smith, W.H.F., and Sandwell, D.T. (1997). "Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings." *Science*, 277, 1957-1962.



Figure 2: (upper) Pillow basalt fragment with fresh glass rim.

Figure 3: (lower) (a) Helium isotope ratios ($^3\text{He}/^4\text{He}$) and (b) concentrations of Central Indian Ocean basalt glasses as a function of latitude. Helium isotope ratios are shown as R/R_A , where $R = ^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio measured in the sample and $R_A = ^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of air. With the exception of dredges D1 - D3, all on-axis samples were dredged between the Marie Celeste and Egeria FZs. With the exception of dredges D4 - D7, all off-axis samples were collected to the west of the CIR axis. Samples include those collected during KNOX11RR (Füri et al., unpublished), CD127 (Murton et al., 2005), and GIMNAUT (Nauret et al., 2006) cruises.



ARTICLE PUBLIÉ

-

INTERRIDGE NEWS

**Cruise PARISUB on EPR 16°N:
magmatism and hydrothermalism over
a ridge-hotspot interaction**

Gente, P., Agranier, A., Aguillon-Robles, A., Benoit, M., Deschamps, A., Dyment, J., Hémond, C., **Janin, M.**, Maia, M., Rodrigues-Leon, L., Szitkar, F., Thibaut, R., Tilot, V

Cruise PARISUB on EPR 16°N: magmatism and hydrothermalism over a ridge-hotspot interaction

Pascal Gente^{1,2}, Arnaud Agranier^{1,2}, Alfredo Aguilón-Robles³, Mathieu Benoit⁴, Anne Deschamps^{1,2}, Jérôme Dymen⁵, Christophe Hémond^{1,2}, Myriam Janin^{1,2}, Marcia Maia^{1,2}, Lorena Rodríguez-León³, Florent Sztikar⁵, Rémy Thibaud⁶ and Virginie Tilot^{1,2}

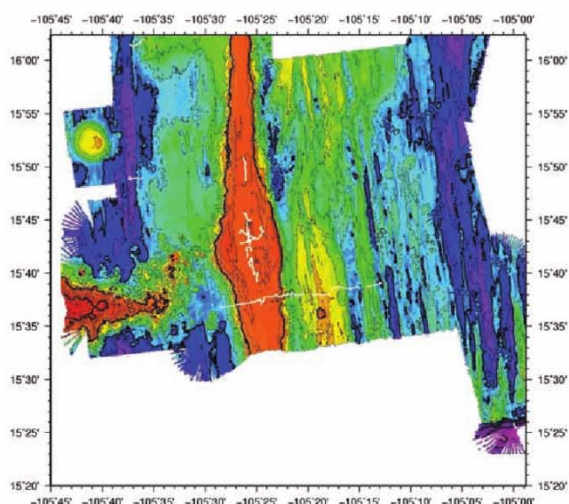


Figure 1: New bathymetric map of the investigated area from R/V *L'Atalante*. Major isobath every 1000 m, minor isobath every 250 m; orange areas are shallower than 2000 m, dark blue and purple are deeper than 3000 m. White lines represent the *Nautille* dives: a long cross-section intersecting the ridge axis at 15°37'N (10 dives), a cluster on the axial dome between 15°37'N and 15°52'N (13 dives) and three isolated dives (two on the scarp at 105°37'W and one on the Orozco Fracture Zone).

In March-April 2010, cruise PARISUB (Plume And Ridge Interaction by Submersible) of R/V *L'Atalante* investigated the East Pacific Rise (EPR) between 15°22'N and 16°15'N where the spreading axis meets the Mathematician seamount chain. This international (French-Mexican) multidisciplinary research expedition used the facilities of R/V *L'Atalante*, Deep-Sea Submersible (DSS) *Nautille*, and Autonomous Underwater Vehicle (AUV) *Aster-X* operated by IFREMER in order to collect a unique set of bathymetric and geophysical data, direct observations, biological and geological samples over a ridge-hotspot interaction area characterised

by an over-inflated ridge segment (Langmuir et al., 1998), a peculiar geochemical signature (Donnelly, 2002), and the suspected presence of hydrothermalism (Baker et al., 2001). The cruise involved both on- and off-axis experiments and sampling, to decipher the present characters of the interaction in terms of axis stability, hydrothermalism, and associated fauna as well as the recent history of the interaction.

Geosciences

In terms of general mapping of the area, the new SIMRAD EM 122 multibeam echo sounder of R/V *L'Atalante* enabled us to achieve a full bathymetric (and reflectivity) coverage of the study area, between 15°35'N and 16°N, 105°40'W and 105°05'W (Figure 1). In addition, sea surface gravity and magnetic profiles along spreading flow lines have been acquired during this survey. A slower pass along the axis has permitted the collection of a higher resolution profile, which was useful to plan DSS *Nautille* and AUV *Aster-X* dives (Figure 2).

The first objective of the cruise was the completion of a 25 km-long section of the ridge across oceanic crust created during the last 300 kyrs (Figure 1). This section, which intersects the axis at 15°37'N, has been investigated thoroughly during 10 *Nautille* dives with direct observation (i.e. videos and photos), continuous acquisition of magnetic data, gravity measurement at selected stations, and sampling an important collection of rock samples. A continuous magnetic profile was acquired by AUV *Aster-X* at an altitude of 70 m to 200 m above the seafloor along the same section. This material, being currently processed and analyzed, will enable high resolution dating of the seafloor to examine the hypotheses of (1) discrete ridge jumps reflecting episodic ridge axis relocation in a closer vicinity of the hotspot, and (2) related variations of the geochemical influence and flux of hotspot material in the ridge plumbing.

The second objective was a detailed study of the up-to-13 km-wide, 700 m-high, axial dome which characterizes the ridge axis in the over-inflated area, in order to locate the axial graben(s), and find active and fossil hydrothermal sites whose presence has been detected in the water column more than a decade earlier (Baker et

¹ Université Européenne de Bretagne, Brest; ² CNRS, Université de Brest, UMR 6538 Domaines Océaniques, IUEM, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France (pascal.gente@univ-brest.fr); ³ Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, México; ⁴ CNRS, Université Paul Sabatier, UMR 5562 Dynamique Terrestre et Planétaire, 14 av. E. Belin, 31400 Toulouse, France; ⁵ Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS UMR 7154, 1 rue Jussieu, 75005 Paris, France; ⁶ IRENav, École navale, 29240 Brest Naval, France.

International Research

al., 2001). To do so, we achieved a 30 km-long by 4 km-wide AUV survey along the rather flat submittal part of the dome, collecting multibeam bathymetry and imagery (Figure 3), magnetics and nephelometry at an altitude of 70 m above the seafloor. The axial graben was identified along the whole surveyed area (Figure 3) and in some places, two grabens co-exist at the same latitude, with hot material (dykes) inferred on both from the observed magnetic low (thermal demagnetization). This strongly suggests that the segment is so magmatic that dykes intrude in more than one location, in agreement with the two distinct seismic reflections, attributed to axial magma chambers, observed locally by Carbotte et al. (2000) in the same area.

A total of 13 *Nautila* dives were devoted to the detailed exploration of the axial area and the search for hydrothermal sites. Many fossil sites have been found, in most cases with standing chimneys, which suggest that these sites are recent. An active hydrothermal area has been discovered, among which two diffuse flow vents and two active vents have been explored and sampled thoroughly. This hydrothermal area has been named "Teotihuacan". There appears to be a linear arrangement parallel to the axis: the active and fossil smokers are found along the western wall of the axial graben, while sulphide deposits, then diffuse flow vents are observed eastward. Such an arrangement may be related to a thermal gradient linked to the presence of the hotspot west of the area.

Figure 2: New bathymetric map of the EPR axis from R/V *L'Atalante*. Isobaths every 50m; same colors as in Figure 1. Labelled white lines represent the *Nautila* dives: dives 8 to 14 are part of the long cross-section intersecting the ridge axis at 15°37'N, whereas dives 13 to 24 are part of the cluster exploring the axial dome.

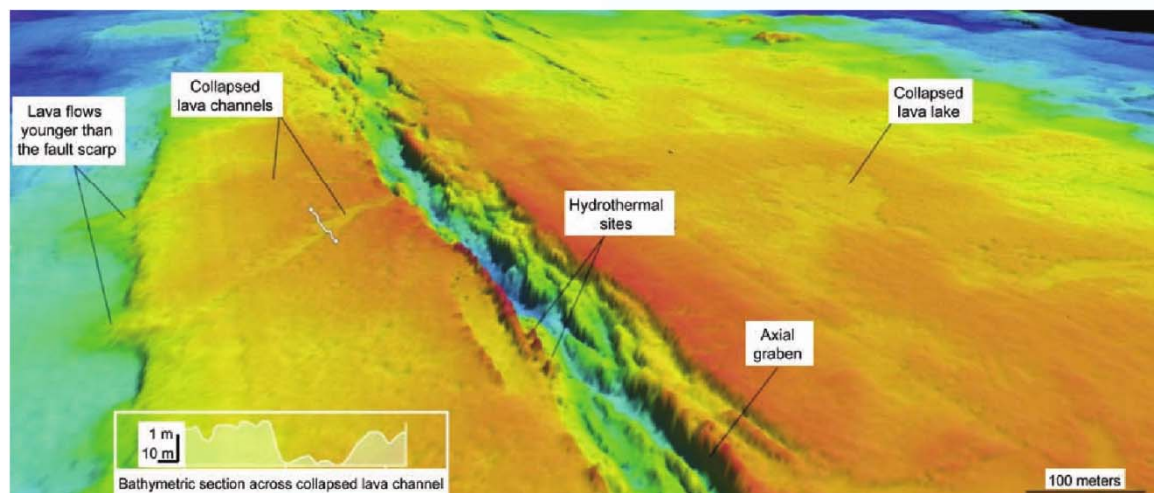
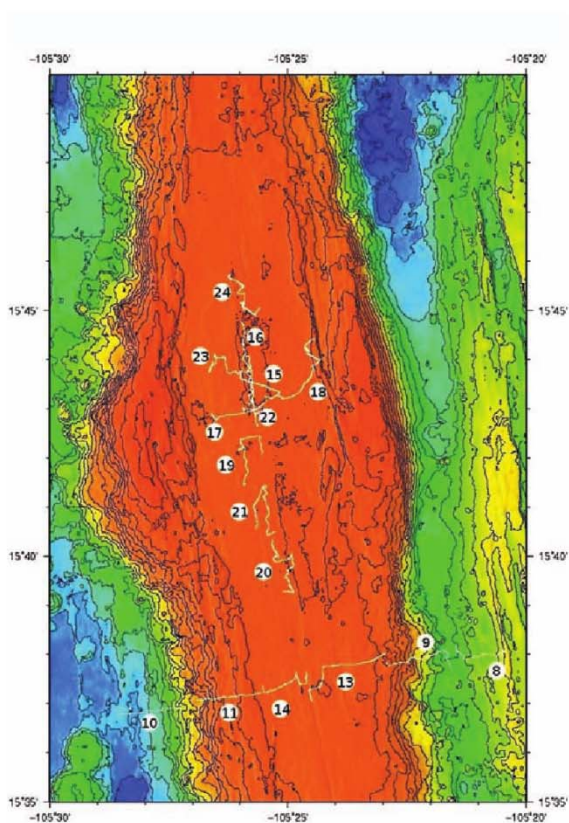


Figure 3: Perspective view of high resolution bathymetry of the EPR axis from AUV *Aster-X*. Volcano-tectonic features such as the axial graben, collapsed lava channels (also shown in section along the white line) and collapsed lava lakes, lava flows covering partially a fault scarp, and hydrothermal mounds (Teotihuacan hydrothermal area) are clearly depicted.

International Research

Figure4: Fauna on pillow lava: brittle star, crinoid, holothurian, brisingid asteroid and sponge. © Cruise PARISUB-UMR6538(UBO-CNRS)-IFREMER2010/Nautilus.

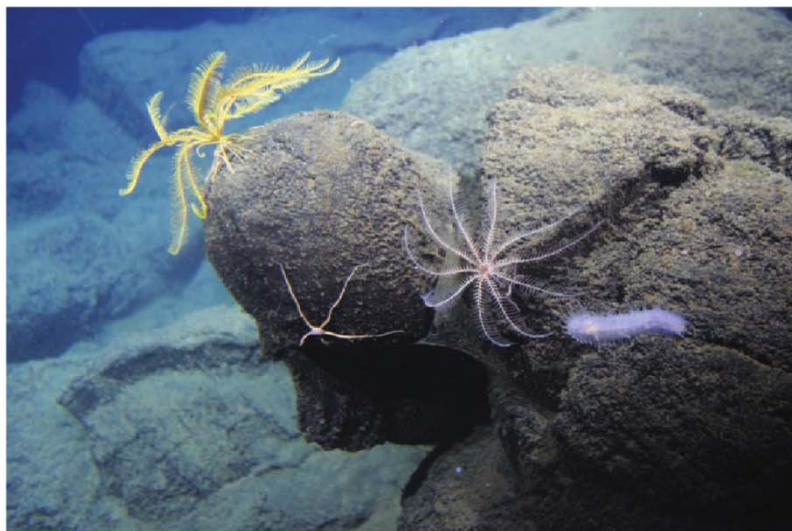


Figure5: Diffuse flow vents at the Teotihuacan hydrothermal area: large colony of vestimentiferan worms *Oasisia* sp. with Bythograeidae crabs, hydrothermal shrimps, and squat lobsters *Munidopsis* sp. and remains of tubes of *Ridgeia* sp. worms. © Cruise PARISUB-UMR6538(UBO-CNRS)-IFREMER2010/Nautilus.

Faunal communities

During cruise PARISUB, DSS *Nautilus* explored the seafloor between 4500 m and 2300 m depth, revealing abyssal and bathyal faunal communities on pillow lava covered by variable amounts of sediment. Off-axis, the more distant from the axis, the more encrusted by manganese is the basalt, on which biological communities show a higher abundance and biodiversity (Figure 4). The more sedimented areas are highly populated by meiofauna and macrofauna. On the axial dome slopes and their pillow lava, faunal communities are often represented by suspension feeders with a mixture of abyssal species (octopods, e.g. *Grimpoteuthis* sp., holothurians e.g. *Eynipniastes eximia*, *Peniagone leander*) (Gage and Tyler, 1992; Tilot, 2006) and bathyal species (e.g. Echinothurioida urchins, rays) (Wilson et al., 2003). On the axial dome and its fresh basalt, the faunal abundance and taxonomic richness is much lower, with a dominance of carnivorous feeders (Bythitidae fishes, holothurians Synallactids, shrimps *Nematocarcinus* sp., cerianthid anemones, carnivorous sponges, e.g. *Caulophacus* sp.). Such an observation implies a shift of trophic and functional guilds related to the physico-chemical, environmental and trophic conditions on the axis, in particular the lack of what would appear as “the biota-attractive manganese crust” on the lava.

The newly discovered active hydrothermal area, Teotihuacan, displays a mosaic of conspicuous faunal communities adapted to the specific environmental, thermal and geochemical conditions of diffuse flow vents and black smokers. These communities are quite different from the rest of the fauna on the EPR and would have similar characteristics to the fauna of Lau basin. (1) The diffuse flow vents are located on sulphide mounds swarming with small amphipods and polynoids. Faunal communities are dominated by Siblogonids *Oasisia* sp. and squat lobsters *Galathea Munidopsis* sp.



(Figure 5). Some *Riftia pachyptila*, Zoarcid fish *Thermaces cerberus*, crabs Bythograeidae, transparent shrimps *Alvinocaris* sp., gastropods Phenacolepadidae, Lepetodrilidae, bivalves Vesicomidae coexist in the thickets of these Vestimentifera. Further, bivalves *Calyptogena magnifica* dwell along fissures. Serpulidae *Laminatubus* sp. are found away from the active sites. Bivalves Pectinids *Bathypecten vulcani* aggregate elsewhere (Desbruyeres et al., 2006). (2) Inactive sulphid mounds host Brisingid asteroids, hydroids, sponges (*Caulophacus* sp.), annelids, hydrozoa, squat lobsters *Munidopsis* sp., actinians. Fossil chimneys host Nereididae worms, e.g. *Nereis* sp. or cirripeds *Neolepas* sp.. (3) In the vicinity of tall active chimneys (Figures 6 and 7) cohabit Zoarcid fishes *Thermarces* sp., squat lobsters *Galathea Munidopsis* sp., crabs Bythograeidae, Vestimentifera *Riftia pachyptila*, cerianthid anemones, octopus *Vulcanoctopus hydrothermalis*, polynoides

International Research

Lepidonotopodium sp., polychaetes *Alvinella pompeiana*. Faunal communities appear to follow the linear arrangement of geological events parallel to the axis described previously.

Acknowledgements

We thank Captain Jean-René Gléhen, crew and officers of R/V *L'Atalante*, as well as engineers, pilots and divers operating DSS *Nautille* and AUV *Aster-X* for their excellent work. Support by IFREMER, GENAVIR, and CNRS-INSU is gratefully acknowledged.

References

- Baker, E.T. M.-H. Cormier, C.H. Langmuir, and K. Zavala, Hydrothermal plumes along segments of contrasting magmatic influence, 15°20'-18°30' N, East Pacific Rise: influence of axial faulting, *Geoch. Geoph. Geosyst.* 2, 2000GC000165, Sept. 24, 2001.
- Carbotte S.M., A. Solomon, and G. Ponce-Correa, Evaluation of morphological indicators of magma supply and segmentation from a seismic reflection study of the East Pacific Rise 15°30'-17°N, *J. Geophys. Res.* 105, 2737-2759, 2000.
- Desbruyeres D., Segonzac M., Bright M., Eds., 2006. Handbook of deep-sea hydrothermal vent fauna. Denisia, 18. ISSN 1608-8700. 544pp.
- Donnelly K., 2002. The genesis of E-MORB: extensions and limitations of the Hot Spot model, PhD Th. Columbia Univ., 253p.
- Gage J.D., Tyler P.A., 1992. Deep-Sea Biology. Cambridge University Press. 504pp.
- Langmuir C.J., J. Bender, K. Donnelly, S. Shirey, M. Cormier, E. Baker, and PANRI Team, Petrology of the East Pacific Rise north of the Orozco transform fault, AGU, Fall Meet. Suppl., 79 (45), F832, 1998.
- Tilot V., 2006. Biodiversity and distribution of the megafauna vol 2 Annotated photographic atlas of the echinoderms of the Clarion-Clipperton fracture zone. Unesco/Intergovernmental Oceanographic commission Technical series 69. 62pp.
- Wilson R.R., Smith K.L., Rosenblatt R.H., 2003. Megafauna associated with bathyal seamounts in the central North Pacific. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers Volume 32, Issue 10, October 1985, Pages 1243-1254.

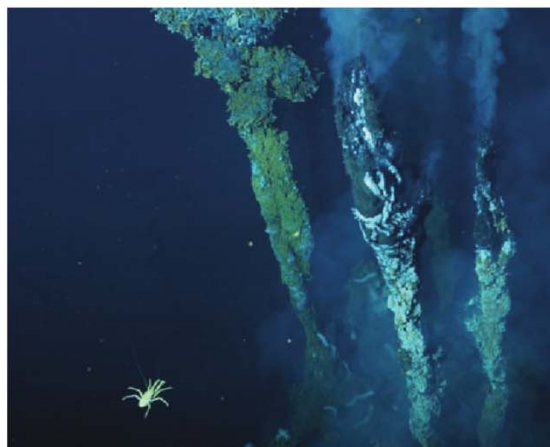


Figure6: Active black smokers at the Teotihuacan hydrothermal area. © Cruise PARISUB- UMR6538 (UBO-CNRS) - IFREMER 2010/Nautille.

Figure7: Faunal communities on active black smokers at the Teotihuacan hydrothermal area: vestimentiferan worms *Riftia pachyptila*, Zoarcidae fish *Thermarces* sp., squat lobsters *Munidopsis* sp. crabs Bythograeidae, polychaete worms *Alvinella pompeiana* ... © Cruise PARISUB - UMR6538 (UBO-CNRS) - IFREMER 2010/Nautille.

ARTICLE PUBLIÉ

-

***JOURNAL OF VOLCANOLOGY
AND GEOTHERMAL RESEARCH***

**Borobudur, a basin under volcanic
influence: 361,000 years BP to present**

Gomez, C., **Janin, M.**, Lavigne, F., Gertisser, R., Charbonnier S., Lahitte, P.,
Hadmoko, S.R., Fort, M., Wassmer, P., Degroot, V., Murwanto, H.

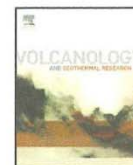
Author's personal copy

Journal of Volcanology and Geothermal Research 196 (2010) 245–264



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Volcanology and Geothermal Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jvolgeores

Borobudur, a basin under volcanic influence: 361,000 years BP to present

C. Gomez^{a,*}, M. Janin^{d,e}, F. Lavigne^c, R. Gertisser^f, S. Charbonnier^f, P. Lahitte^d, S.R. Hadmoko^{c,g}, M. Fort^b, P. Wassmer^{c,h}, V. Degrootⁱ, H. Murwanto^j^a University of Canterbury, College of Sciences, Department of Geography, Private Bag 4800, Christchurch 8140, New Zealand^b University Paris 7 Denis Diderot, Lab. PRODIG, CNRS UMR8586, Paris, France^c University Paris 1 Pantheon-Sorbonne, Laboratoire LGP, CNRS UMR8591, Paris, France^d University Paris Sud XI, Lab. De Géochronologie, Multi-techniques, UMR 8148 IDES, Orsay, France^e University Bretagne Occidentale, UMR 6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, Plouzane, France^f Keele University, School of Physical and Geographical Sciences, Earth Sciences and Geography, Keele, Staffordshire, ST5 5BG, United Kingdom^g University Gadjah Madah, Dept. of Physical Geography, Yogyakarta, Indonesia^h University Louis Pasteur, Strasbourg, Franceⁱ Rijksmuseum voor Volkenkunde, Insular Southeast Asian Res., Leiden, The Netherlands^j University UPN, Dept. of Geology, Yogyakarta, Indonesia

ARTICLE INFO

Article history:

Received 9 December 2009

Accepted 2 August 2010

Available online 12 August 2010

Keywords:

Merapi

Borobudur basin

Indonesia

Java

Volcano

Pyroclastic flows

Paleolake

Geochemistry

Paleomagnetism

Geomorphology

Quaternary

K/Ar Dating

ABSTRACT

Borobudur basin is located in Central Java (Indonesia), 30 km to the North of Yogyakarta City. The basin is famous for its UNESCO world heritage temple and for one of the world's most active volcanoes, Merapi, located to the East of Borobudur basin. Merapi is one of the three andesitic volcanoes that surround the basin: Merapi, Merbabu and Sumbing volcanoes. Therefore, volcanic activity has strongly influenced the evolution of Borobudur basin. The object of this contribution is to present the evolution of Borobudur basin over the last 161,000 years in the light of volcanic influence. The methodology and tools developed for this research span over different areas of expertise, from geochemistry, geology and geomorphology to remote sensing, GIS and archeology.

Results highlight the following points:

1. Two major volcanic events deposited volcanoclastic materials up to tens of meters thick ~119,000 years BP and ~31,000 years BP. In the Southern part of the Borobudur basin. The second volcanic event could correspond to the collapse of the older Ancient Merapi (Camus et al., 2000) or Proto-Merapi Stage (Newhall et al., 2000).
2. There is no trace in the Borobudur basin of a large debris avalanche <31,000 BP, indicating that the young debris avalanche inferred in the literature for Merapi Volcano was either too small to reach 20 km from the actual summit of Merapi; or, despite the orientation of the avalanche caldera rim on Merapi Volcano, the debris avalanche was deposited more towards the South, completely eroded or covered by younger deposits.
3. There are several generations of paleolakes in the Borobudur basin. The latest one has shrunk until historical times, corroborating the theory of Newhall et al. (2000) and Murwanto et al. (2004) that Borobudur Temple was standing by a water body. Most of these paleolakes were impounded following volcanic events. Paleolakes most probably originated from the blockage of the hydrographic network by volcanic material.
4. Borobudur temple was never buried under volcanic material during historic times.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Java is one of the main Indonesian islands, with a surface of 126,700 km². It extends longitudinally for about a thousand kilometers, and for 100 km to 250 km in latitude – 105 to 115° E; 6 to 9° S. The island is located above the Benioff zone, where the Indo-Australian plate is being subducted under the Eurasian plate. Linked to this tectonic setting, Java counts the highest density of active

volcanoes in the world, with volcanic material covering 60,000 km² of the island's surface (Fig. 1). This tectonic setting results in a majority of andesitic volcanoes, like Sumbing, Merbabu and Merapi.

Located in central Java, 30 km to the North of Yogyakarta city, Borobudur basin is the depression that lies between Merapi and Merbabu volcanoes to the East, Sumbing volcano to the North and the Menoreh mountains to the West and the South. As a result, Borobudur basin is partially filled with clastic material intercalated with fluvial (Fig. 2) and lacustrine deposits (Murwanto et al., 2004; Newhall et al., 2000). The Progo River, and its main tributary, the Elo River, drains the Borobudur basin, cutting steep banks into the basin fluvio-lacustrine sediments and volcanic material.

* Corresponding author.

E-mail address: christophergomez1101@yahoo.com (C. Gomez).

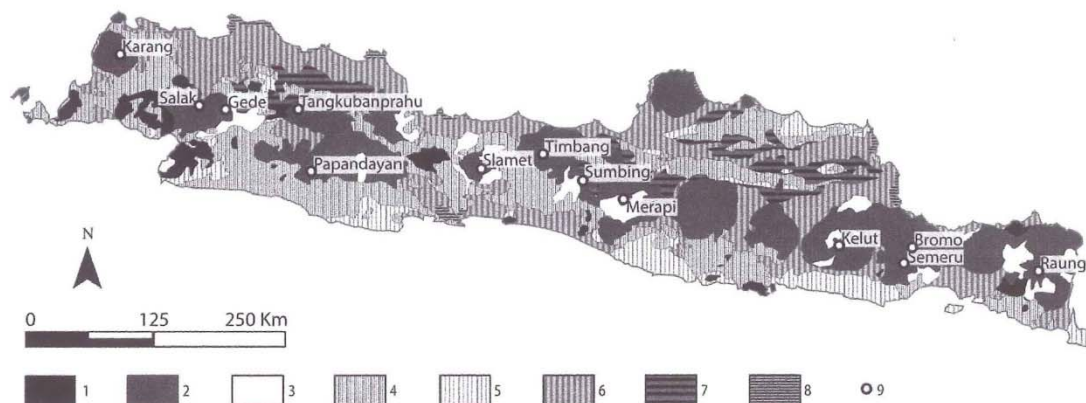


Fig. 1. Geological Sketch of the island of Java. (1) Tertiary eroded volcanic cones; (2) Quaternary volcanic cones; (3) Holocene lahar fields; (4) Sedimentary and detritic rocks including coal and oil resources; (5) Tertiary limestones with marls and calcareous sandstones; (6) Quaternary (Holocene) alluvium (alluvial plains often include volcanic material from lahars); (7) Holocene unconsolidated gravels and sands (terrace deposits); (8) Mangrove soil formations; (9) Principal volcanic summits of Java.

Merapi (2911 m a.s.l.) is perhaps the best known volcano around Borobudur basin. It belongs to a group of four stratovolcanoes that includes Ungaran, Telomoyo and Merbabu volcanoes. Merapi is the most active volcano of the Indonesian archipelago and it is believed to be the most dangerous as well, with a virtually continuous activity that shades serious threats over local inhabitants (e.g. Newhall et al., 2000; Thouret et al., 2000). Hence, Merapi has been the object of numerous studies of its recent eruptions (e.g. Charbonnier and Gertisser, 2008; Gomez et al., 2008; Lavigne and Thouret, 2003), its evolution and eruptive history (e.g. Andreastuti et al., 2000; Camus et al., 2000; Gertisser and Keller, 2003a; Kalscheuer et al., 2007; Newhall et al., 2000; Voight et al., 2000), and associated hazards and risks (e.g. Lavigne et al., 2008; Thouret et al., 2000).

Merapi has a complex history with different stages, for which different explanations were proposed (e.g. Berthommier, 1990; Camus et al., 2000; Gertisser and Keller, 2003b; Newhall et al., 2000). In front of this diversity, we chose to adopt the following time-frame for practical purposes, even though our findings necessitate a re-evaluation of the age dates proposed in literature: (1) a first period from late Holocene to present; (2) Old Merapi from ~10,000 BP to HPS; (3) Proto-Merapi, for everything earlier than ~10,000 BP, using 'proto' in its original meaning.

- (1) The most recent phase, on which all authors agree, is characterized by pyroclastic flows and lahars accompanying growth and collapse of the active summit lava dome. Although historic events tend to stay on the flank of the edifice, Holocene pyroclastic-flow deposits cover wide areas and form most of the volcano's apron.
- (2) This first period overlies thick basaltic andesite lavas intercalated with pyroclastic deposits of an older volcanic edifice, which scientists named Old Merapi. There is no precise dating of the beginning of the Old Merapi stage. Newhall et al. (2000) propose a date of 9630 ± 60 years BP (^{14}C dating) and Gertisser (2001) a slightly earlier date of $11,792 \pm 90$ years BP. Little is known about this period, however Andreastuti et al. (2000) has identified for its late phase (3000 BP to 250 BP) a series of subplinian, plinian and vulcanian eruptions, whilst present events are dominated by dome-collapse related events. This older part of the volcano (Old Merapi) is characterized by a horseshoe-shaped Somma rim, oriented to the west, upon which the theory of one or several sector collapses and resulting debris avalanches is constructed. This idea was first suggested by Ijzerman (1891), then Scheltema (1912) and

finally embellished by van Hinloopen Labberton (1922). In 1949, van Bemmelen adopted this idea and discussed the collapse of an Old Merapi edifice around 1006 AD, which would have been the cause for the Mataram civilization's shift of power towards the East. However, Newhall et al. (2000) summarized archeological evidence that the decline of the kingdom of Mataram in Central Java did not occur in 1006 AD, but almost a century earlier, and suggested a much older date for a Merapi flank collapse: 1900 ± 60 years BP. This date was challenged by Camus et al. (2000), who proposed a collapse between 6700 and 2200 BP. It should be noted that all these attempts to constrain the timing of an Old Merapi collapse (and associated debris-avalanche deposits) are based on indirect evidence, as any debris avalanche deposit that could be associated with such an event is yet to be found. It may be that any debris-avalanche deposit, if it exists, may be buried under more recent deposits (Newhall et al., 2000). Indeed, Candi (temple in Indonesian) Summersari – 10 m high – was buried in less than a thousand years under clastic material, and 2.5 m of Candi Kedulan were buried in ~400 years. Thus, debris-avalanche deposits are not likely to appear in outcrops, if any.

The available literature also nurtured the idea of an early lake in the Borobudur basin, located to the west of Merapi Volcano, which would have been impounded around 660 ± 110 14C years BP (Newhall et al., 2000) by a potential debris avalanche. Murwanto et al. (2004) embellished this idea based on a few ^{14}C age determinations, extending the presence of a lake from the Holocene until historic times.

- (3) Volcanic activity at Merapi certainly began earlier than the Old Merapi stage described above. Berthommier (1990) and Camus et al. (2000) argue that the volcanic development started as early as the late Pleistocene with an 'Ancient Merapi' stage (or 'Proto-Merapi' stage; Newhall et al., 2000), ~40,000 years BP, based on U-Th dating performed on basalts of Gunung Turgo/Plawangan.

This early stage of Merapi would have been built above an even older basaltic andesite volcanic structure, Gunung Bibi, dated by the K/Ar methods at $670,000 \pm 250,000$ years BP (Berthommier, 1990; Camus et al., 2000). This interpretation of an older volcanic edifice is still controversial, because it is based on a single age date only, with a significant error margin. In fact, Newhall et al. (2000) argue that Gunung Bibi could be a young parasitic cone of Merapi.



Fig. 2. Location of the Borobudur basin and location of the four deep cores. Borobudur basin, is located in the central part of Progo's watershed, upstream the funnel between the Menoreh mountains and Merapi volcano. Three main streams drain this southern part of the basin, where the two biggest reconstructed temples stand: Borobudur and Mendut. (Ikonos image, courtesy of the UNESCO). Numbers 1 to 4 with a black circled point correspond to the location of the four deep cores; the other numbered points on the Ikonos image and on the drainage area map correspond to the location of the outcrops in Figs. 10 and 11.

This research is partially based on the hypothesis that intense volcanic activity of Merapi Volcano has had, at least, geomorphological repercussion in the Borobudur basin. In the light of this hypothesis, the objectives of this publication are (1) to retrace the history and the evolution of Borobudur basin in the light of volcanic forcing, with an emphasis on material derived from Merapi, if any, and (2) to provide information on the origin of volcanic material deposited in the basin.

2. Methodology

2.1. Long-term analysis based on deep cores

We have performed core analyses following two steps. First we have proceeded to a descriptive analysis, combining material

recognition, grain-size analysis and dating. Based on this first step, we have drawn several hypotheses, which we tested with geochemical analysis and remnant magnetism of lavas.

Four deep cores have allowed long-term analysis back to ~361,000 years BP. Two different teams drilled the cores in order to implement the Borobudur Program run by the Laboratoire de Géographie Physique. Cores 1 and 2 were retrieved through collaboration with Gadjah Mada University. Cores 3 and 4 were drilled by the Geology Department of the Universitas Pembangunan Nasional Veteran in Yogyakarta. A rotary drilling (Fig. 3) was used in order to go through hard volcanic rocks, although this drilling technique did not allow us to work on pollen data and other proxies that are drilling process sensitive. Nevertheless, radiometric dating (^{14}C and K/Ar), geochemical analysis, remnant geomagnetic measures, grain-size analysis and material recognition could be performed.



Fig. 3. Rotative corer used for cores 3 and 4. (1) Overall view of the rotary corer; (2) metallic claw and rotation driver; (3) coring barrel collecting sediments, the nature of the coring system tend to mix soft-sediments, and disrupt their orientation therefore we did not practice either palynological or paleomagnetic measures; (4) sample conservation in wood boxes, without plastic case, also seriously limited the range of analysis we could perform on cores, however a rotary corer was the only solution to pierce through andesite lava that represent almost 40% of core 4 (111.5 m depth).

(1) We have outsourced ^{14}C dating to the Laval University laboratory in Quebec and proceeded with K/Ar dating in-house at Orsay, using the K/Ar Cassinot-Gillot technique (also called unsipked technique), which is well suited for dating Pleistocene to historical material (Gillot and Cornette, 1986). This method is also suitable to date low-K lavas of late Quaternary age with an uncertainty of only a few kyrs (Gillot et al., 1994; Guillou et al., 1998; Hildenbrand et al., 2004; Lahitte et al. 2001; Samper et al., 2007). The K/Ar method is based on measures in sequence with purified aliquots of atmospheric Ar at the same working gas pressure, whereas the conventional technique is based on isotopic dilution. As such, the Cassinot-Gillot technique suppresses mass discrimination effects between the atmospheric reference and the sample and uses very small quantities of ^{40}Ar — as few as 0.1% (Quidelleur et al. 2001; Scaillet and Guillou, 2004). To avoid any potentially polluted sample, we used samples with little or no alteration traces. Then, we crushed and sieved the samples and eliminated phenocrysts and xenocrysts with heavy liquids and magnetic separators, as their crystallization can occur earlier in the magma chamber and introduce dating errors. K was subsequently analyzed by flame emission spectrometry, using the MDO-G and ISH-G standards (Gillot et al., 1992). Ar was measured with a mass spectrometer, calibrated with

volumetric measurements by argon pipettes (Odin, 1982). Finally, we performed an ^{40}Ar volumetric calibration, atmospheric correction and the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ measure — Details of the complete analytical procedure can be found in Gillot et al. (2006). Each measurement was conducted at least twice. The decay constant used is that of Steiger and Jäger (1977) (see Table 1).

- (2) We measured remnant magnetization of 9 samples of volcanic blocks in order to investigate whether they cooled down on site, or if they were reworked after formation. Indeed, volcanic rocks acquire a stable remnant magnetization called thermomagnetic magnetization (TRM) during the cooling and crystallization process. Hence, we measured the direction of remnant magnetization, which must be below 30 degrees in Java. Higher values mean either a displacement of the block or a variation in the Earth's polarity. The later can be ruled out based on laboratory simulations.
- (3) Eleven core samples were analyzed for major and trace elements by X-ray fluorescence (XRF) at the Open University to compare them with previously analyzed samples from the volcanoes surrounding the Borobudur basin. Major element and trace element contents were determined on fused glass beads and pressed powder pellets, respectively.

Table 1

Ages of Borobudur's core samples determined using the K-Ar Cassinot-Gillot technique (e.g. Gillot et al., 2006). Age calculations are based on the decay and the abundance constants reported in Steiger and Jäger (1977).

Sample	K (%)	Weight Molten (g)	⁴⁰ Ar* (%)	⁴⁰ Ar* (10 ¹¹ at/g)	Age ka (±1σ)	Age mean value ka (±1σ)
1057	1.722	1.14866	0.86	13,776	77 ± 9	80 ± 9
1057	1.722	1.33327	1.03	1.5062	84 ± 8	
1042	2.717	1.27971	7.99	3.2382	114 ± 2	115 ± 2
1042	2.717	2.63091	13.49	3.2674	115 ± 2	
1085	1.962	2.51634	14.16	3.2874	160 ± 3	161 ± 3
1085	1.962	2.60528	10.09	3.326	162 ± 3	
B.Sileng 88	1.85	1.40035	7.91	2.27355	118 ± 2	119 ± 2
B.Sileng 88	1.85	2.85755	9.92	2.30776	119 ± 2	
1051	1.185	1.28617	12.25	4.4535	360 ± 6	361 ± 6
1051	1.185	2.59664	21.9	4.473	361 ± 5	
B.Elo 67	1.795	1.39755	4.88	1.91464	155 ± 4	158 ± 4
B.Elo 67	1.795	2.40041	5.34	3.0184	161 ± 4	

- (4) Grain-size analyses were conducted with a laser grain-sizer Coulter LS130 and a sieves shaker. First, each sample has been air-ried, and manually grounded with a mortar in order to separate the grains, without crushing them. Then we sieved the ground samples to remove grains larger than 2 mm. Ten milliliters of distilled water, and 5 ml of hydrogen peroxide were added to the smaller fractions and heated on hotplate (80 °C to 100 °C) to eliminate organic material. Depending on the sample, this process took between two days and a week. Finally, samples were diluted into a solution with sodium hexametaphosphate and passed through the Coulter LS130. The LS130 measures the smaller fraction using laser diffraction. The larger grain size fractions (>2 mm) was measured using a sieve shaker.

2.2. "Short"-term analysis from surface and sub-surface data

We complemented the study of the four deep cores with:

- (1) remote sensing data we introduced into a GIS (ArcView GIS®). The satellite image is a panchromatic Ikonos® image ~1 m resolution; 0.8 m in the center), colorized from a 4 m multispectral image. We acquired the georeferenced ortho-rectified data, so that we could use it as it stand. Based on this Ikonos® image, we principally extracted hydro-geomorphologic features (draining channels, paleochannels, rivers, terrasses, etc.), in order to reconstruct the late hydrogeomorphologic evolution.
- (2) We complemented this GIS with outcrops; although they are very scarce in the Borobudur basin, because of a dense vegetation cover or agricultural lands that cover most of the study area. Therefore we used a raft from the rafting association of UGM (Universitas Gadjah Madah) to access a total of 17 natural outcrops that range from 2.4 to 16 m in height and were cut by the Progo and Elo Rivers (Fig. 2).
- (3) We also conducted informal interviews and queries on freshwater wells dug by local inhabitants between the Progo and Elo Rivers, and around the Sileng River, where we suspected a late lake existed. We did not expect precise information from these interviews, but we were able to retrieve information on the depths of their wells and whether they contained clay, black clay and/or sand.
- (4) We have searched for temple remains (bangunan) supposedly dating from the 9th to the 12th century (a complete archeological study is available from Degroot, 2009)). The location of temples allowed us to determine zones where fluvio-lacustrine sediments did not extend from the 9th century to the Present. Also, in accordance with previous studies conducted in Indonesia (Gomez et al., 2008), it appears that temples were built in accessible areas, and mostly along rivers (e.g., in Tapanuli, Sumatra).

Finally, we combined all data in a GIS in order to reconstruct the recent evolution of the Borobudur basin and to understand the role of volcanic activity during this period.

3. Results

3.1. Volcanic record in the Borobudur basin

3.1.1. Core description and radiogenic dating

Cores 1 and 2 (Figs. 4 and 5) are located on terraces of the Sileng River and Elo Rivers, respectively (Fig. 2). Fluvio-lacustrine and volcanic material dominates both cores. Six radiocarbon ages, obtained from lacustrine clay within the first 10 m below the surface indicate ages ranging from 1163 to 151 AD (non cal.), up to 22,040 ± 390 years BP (non cal.).

Core 1 is 50 m deep and starts with a long continuous coarse-grained stream-flow deposit, which stretches until 22 m depth. This unit presents grain-size variations that indicate a series of different deposits over time, most certainly corresponding to changes in the river sediment yield. On top of this unit lies an alternation of four lacustrine units and three fluvial units. From the lacustrine deposit, about 9.5 m below the surface, the two lowest and oldest ¹⁴C ages, extracted from a 80 cm thick unit, are 22,040 years BP (non cal. ± 390) and 22,130 years BP (non cal. ± 200). Fifty centimeters above, and separated by a fluvial unit, two other age dates present concurring results: ¹⁴C 19,650 years BP (non cal. ± 350) and ¹⁴C 19,520 years BP (non cal. ± 340). However, the upper ¹⁴C age – 1163–1251 AD (787–699 years BP) – located about 1.5 m below the surface and only 7.5 m from the other dated samples is inconsistent with the time-frame, unless there is a discontinuity in the lacustrine sediments. We discuss later the probability of a dating error for the earliest dating, due to potential contamination. Indeed, this timeline and the position of the earliest date are also not concordant with archaeological and other sedimentological evidence.

Core 2 (Fig. 5), located along the Elo River (Fig. 2), is also 50 m deep and dominated by fluvio-lacustrine deposits, but there is a higher number of units than in core 1. Between 50 and 32 m depth, there are three units of unconsolidated fine sands that are intercalated with two units of unconsolidated coarse sands and one black clay lacustrine unit that occurs between 38 and 36 m. These deposits, which vary in size from clay to coarse sand, are of sedimentary origin and correspond to fluvio-lacustrine deposits. On top of this unit (between 32 and 29 m), we retrieved well-sorted, homogeneous volcanic material that most probably corresponds to material that traveled airborne. Covering this material, about 5 m of reddish-brown clayish soil mingles with coarse-grained stream-flow deposits. Between 14 and 8 m, there is a lacustrine dark clay deposit, with ash and pumice clasts mixed in. We will see later that this peculiar unit also occurs at the bottom of the confluence between the Elo and

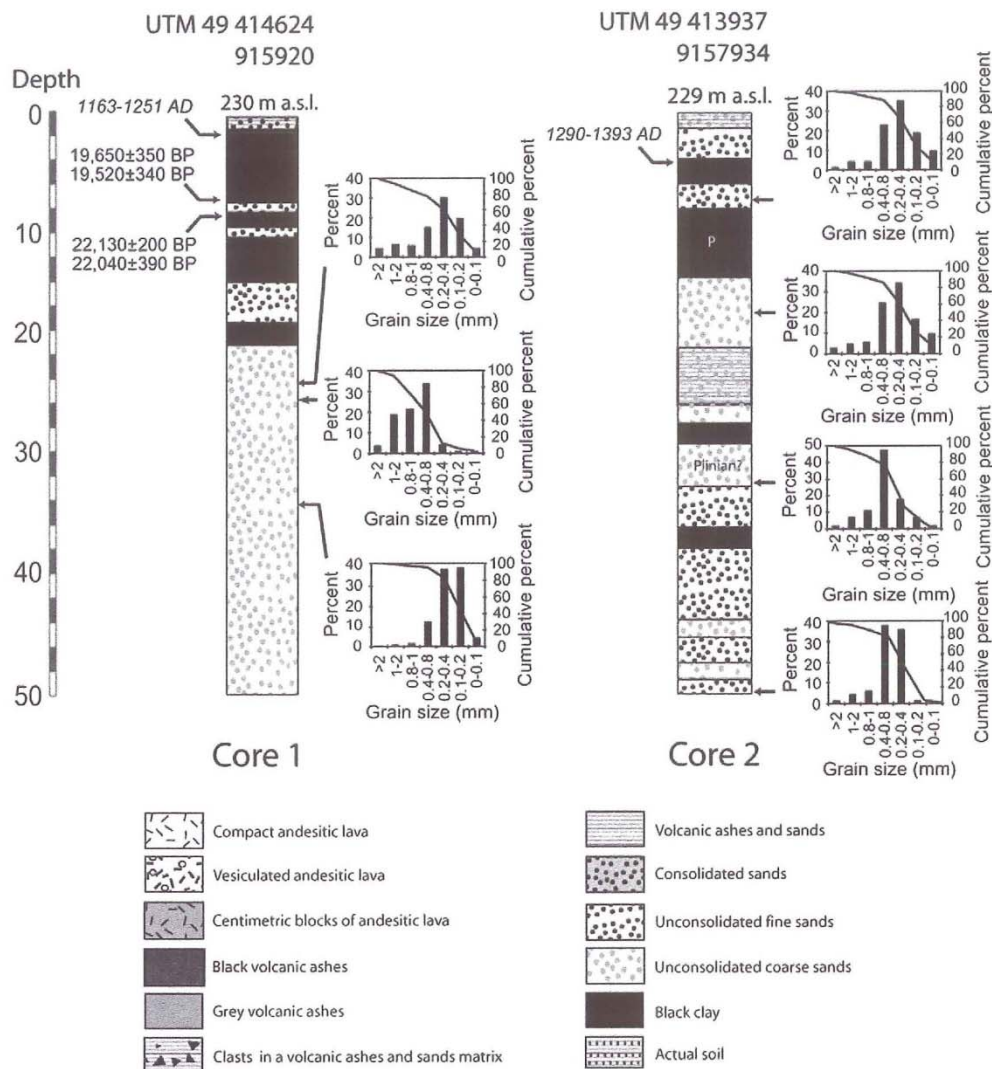


Fig. 4. The first two cores retrieved by UGM (Fig. 2). In both cores, fluvio-lacustrine deposits dominate the sediments.

Progo Rivers (Fig. 3). On top of this unit, two deposits of fluvialite unconsolidated fine black sands are separated by another lacustrine deposit, which was dated at 1290–1393 AD (non cal.). The core is capped by a highly weathered reddish-brown soil mixed with silty-sandy material.

Cores 3 and 4 are deeper than the two previous ones, reaching 70 m and 111.5 m, respectively. Volcanic material dominates both cores, with thick andesite lava blocks at the bottom of each core (20 m thick and 31 m thick). Below the thick andesite unit in core 4, the oldest age of $361,000 \pm 6000$ years BP was obtained from an 80 cm block.

Core 3 (Fig. 6) was drilled from the lowest terrace of the Elo River at the confluence with the Progo River (Fig. 2). It starts at the bottom with a more than 20 m thick andesite lava unit, which was dated at 158,000 years BP (± 4000) (Table 2). Between 49 and 50.5 m, we also retrieved a pyroclastic deposit, with clasts of various sizes inside a consolidated matrix of sand and ash, with a thick ash deposit on top. On top of this pyroclastic deposit, between 34 and 50 m, a series of volcanic ash deposits are intercalated with fluvio-lacustrine deposits,

indicating a complex evolution. At 43 m, core 3 also includes a 1-m-thick lacustrine deposit of black clay. The clay is compact, rich in organic material, and it is also rich in volcanic ash like the deposits below and on top of this unit. On top of this lacustrine material lie 4 m of vesiculated andesite pebbles and cobbles, which were clearly reworked by fluvialite processes. They are covered by almost 10 m of thin orange to brownish sands of fluvialite origin (e.g.: R139 G130 B114; R161 G140 B110).

Above this unit, 11 m of unconsolidated fine sands mixed with blocks of vesiculated and compact andesitic lava (around 23 m) are present between 20 and 31 m. A small layer of darker coarse sand (R101 G86 B66) tops the vesiculated blocks at 23 m. On top of these vesiculated blocks we identified 12 m of dark grey volcanic ash (R78 G70 B65), which was dated with remains of wood at $31,040 \pm 300$ years BP. An almost 6 m thick lacustrine unit, with a few centimeters of volcanic ash, tops this volcanic deposit. The clays are dark grey to black (R50 G44 B43), and they mingle with white pumices that do not show any erosion or sign of reworking.

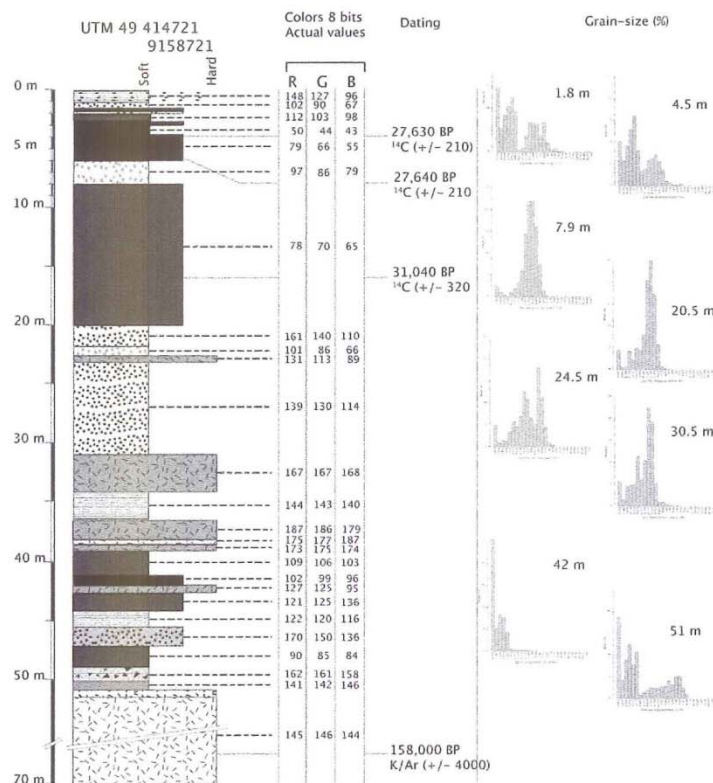


Fig. 5. Core 3 retrieved at the confluence between Elo River and Progo River (Fig. 2). Deposits are mainly blocks of andesites, volcanic clasts and fluvio-lacustrine sediments. The 31,400 BP deposit is the second debris avalanche material from Merapi Volcano. Key as in Fig. 4.

They are neither segregated, nor layered and show a deposition process in a shallow, “muddy” body of water, close to a swamp. Within the first meters of the core, mixed fluvio-lacustrine deposits are found alongside fluvial deposits from the terrace we drilled from. Finally, the cap of this series is a brown soil developed on the terrace.

In summary, the materials retrieved from core 3 are mostly volcanic clasts and ash (86%) intercalated with three groups of fluvio-lacustrine units (14%). It is interesting to note that besides the three fluvio-lacustrine groups of units, we did not retrieve any soil or sedimentary units between the volcanic deposits.

Core 4 (Fig. 7) is located on a high left terrace of the Sileng River. This core is 41.5 m longer than the previous one, with a total length of 111.5 m. The previous core did not reach the base of the lowest massive andesitic unit, however this one did, encountering salted seawater, trapped below the lowest massive andesitic unit.

The base of the core is composed of andesitic clasts and rounded pebbles, 5 to 15 cm in size, with a single block of 80 cm that we dated by the K/Ar method at $361,000 \pm 6000$ years BP. On top of this unit extends a compact unit of andesite that appears as a single block. This block yielded K/Ar ages of 161,000 years BP (± 3000) at 83 m and 119,000 years BP (± 2000) at 88 m, which is inconsistent with the stratigraphy. The error margins of both dates do not overlap and the dates are also separated enough (in time) to exclude a dating error. Therefore, the block appears to be upside down. This is discussed further in the light of other available data. On top of this andesite unit, there is a 10 m thick deposit of ash and sands with andesitic gravels and blocks at its base. This unit is topped by 2.5 m of lacustrine dark clays, and then by 7 m of volcanoclastic deposits with larger clasts enclosed in a matrix of sandy and silty ash. The material also includes

black clays with organic matter, which most probably come from the erosion of the lower unit. While this 7 m thick unit shows the presence of organic material, the 10 m thick unit below almost does not. From 51.5 to 38 m depth, a series of units, often less than a meter thick, alternates with volcanic material (R172 G162 B142) and lacustrine deposits (R31 G20 B15). Dating of andesite, at 38.5 m, gave a K/Ar age of 115,000 years BP (± 2000). From 38 to 30 m depth, there is another series of pyroclastic deposits with blocks, volcanic sand and ash. The color of the sand and ash is whiter than most of the units found below (R179 G166 B142). At 33.5 m, we dated a block of andesite thicker than 1 m at 80,000 years BP (± 9000). Therefore the pyroclastic deposit from 38 to 30 m, in which the block was found, is either ~80,000 years old or even older, if the material was reworked. Above 30 m, volcanic ash and sand dominate a series of units, either intermingled with centimeter-sized clasts (between 28 and 25 m) or intercalated with volcanic soil (~23 m). Ash layers are either dark (R145 G138 B124) or light grey (R102 G102 B93), clearly separated in different units. Lodged inside the volcanic ash and sands, we retrieved charcoal, which was dated at 10,360 years BP (± 25). At 18 m, we also dated the lacustrine unit at 13,800 years BP (± 210). This series of volcanic units end up at 13 m depth, where they are capped by fluvial deposits until the two first meters below the surface where dark brown, clayish soil occurs. The boundary between these two units progressively changes from soil into fine sand mixed with volcanic ash and silt that constitute the fluvial material.

3.1.2. Volcanic influence on the Borobudur basin: first set of hypotheses

Based on the four deep core descriptions, which we implemented with radiometric dating, we came up with a series of hypotheses concerning the long-term reconstruction of the Borobudur basin and

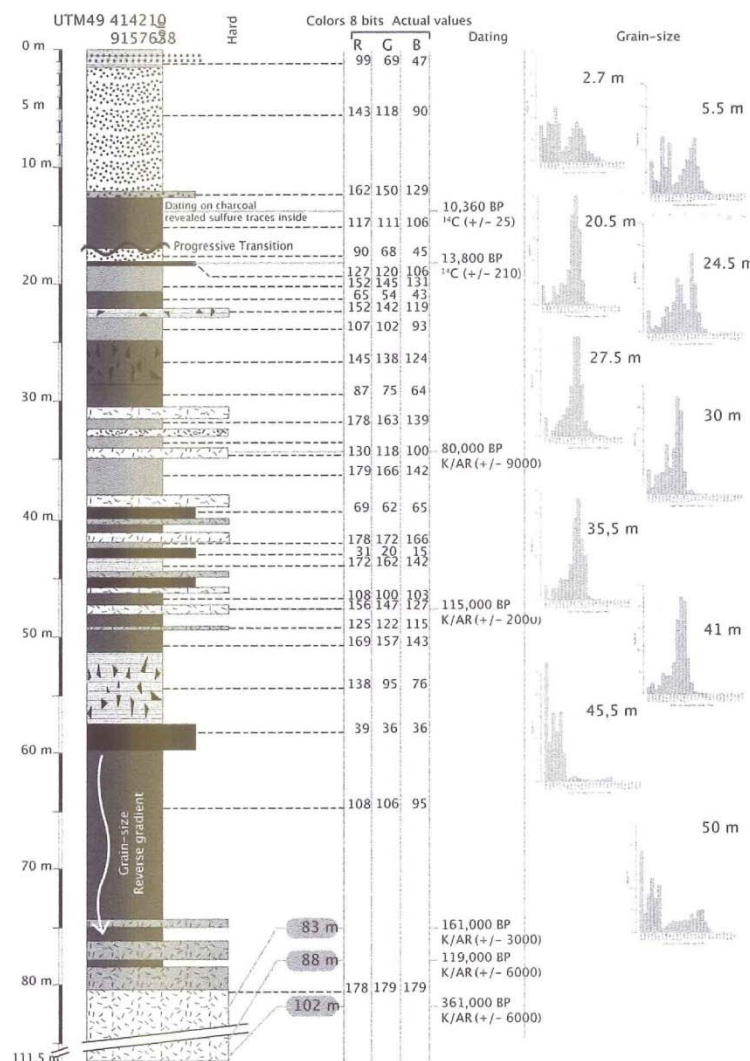


Table 2
XRF whole-rock major and trace element compositions of samples from drill cores in the Borobudur basin.

Sample No.	1330	1535	1590	1610	1688	2102	2343	2476	2830	2865	2945
Rock type	Dacite	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basaltic andesite	Basaltic andesite	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt
Major elements (wt%)*											
SiO ₂	65.46	50.32	50.76	49.48	50.25	56.66	55.51	50.96	50.23	50.00	50.07
TiO ₂	0.42	1.07	1.06	1.02	1.09	0.67	0.78	0.86	1.08	1.06	1.06
Al ₂ O ₃	16.92	17.20	17.28	17.06	17.27	18.93	18.49	18.16	17.20	16.89	17.15
Fe ₂ O ₃	4.20	12.45	12.05	12.78	12.33	7.38	8.59	9.68	12.10	12.50	12.26
MnO	0.13	0.21	0.19	0.22	0.22	0.17	0.18	0.16	0.21	0.21	0.21
MgO	1.33	4.55	4.06	4.55	4.73	2.43	3.25	4.50	4.47	4.46	4.46
CaO	4.90	8.78	9.12	9.26	8.69	8.45	7.81	9.41	9.09	9.14	9.14
Na ₂ O	3.96	3.06	3.06	3.14	3.00	3.82	3.36	3.23	3.22	3.30	3.21
K ₂ O	2.50	2.07	2.13	2.21	2.12	1.24	1.72	2.65	2.11	2.15	2.16
P ₂ O ₅	0.18	0.30	0.30	0.28	0.30	0.24	0.30	0.38	0.30	0.29	0.29
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Trace elements (ppm)											
Rb	70.8	37.4	58.2	39	45.9	26.4	43.6	52.5	37.2	39.6	39.7
Sr	375.7	480.4	504.2	493.6	465.9	505.1	448.3	541.5	502.6	494.8	494.3
Y	17.1	23.9	24.3	23.8	24.1	20.2	23.7	22.8	24.3	24	24
Zr	146.3	71.3	72.4	71.7	70.4	91.7	122.7	86.6	71.6	71.2	70.4
Nb	6.7	2.5	2.8	3.1	3.5	4.7	4.5	4.4	2	2.1	2.8
Ba	500.4	637.4	633.9	672.4	630.5	430.8	359.3	710	649.4	658.4	643.8
Pb	15.7	25.7	25.6	25.1	16.6	11.1	12.2	31.6	27	25.2	33.8
Th	12.4	9.5	7.5	8.6	10.1	4	8.8	9.7	8.4	9.8	5.7
U	0.4	0.3	0.2	2.3	0	1.7	3.1	2.8	2	1.2	0.6
Sc	5.5	28.7	30.3	29.3	27.7	12.6	18.5	24.9	28.6	30.6	25.4
V	59.7	384.3	385	398.9	382.6	133.2	160.8	268.1	383.8	389.9	376.5
Cr	5.6	26.2	26.8	25.5	27.8	6.4	14.5	115.2	27.2	25.6	23.9
Co	5.1	24.3	22.1	22.6	25.5	10.1	12.5	20	25.9	26.2	25.7
Ni	3.3	21.4	21.8	20.6	23.1	3.5	9.7	35.6	24.1	24.6	22.1
Cu	8.6	179.5	183.8	198.1	173.3	26.6	29.8	204	199.7	193.8	197.2
Zn	55.8	96	94.3	96.5	93.7	69.3	71.7	81	96.8	94.6	95.7
Ga	18	18.6	19.3	18.6	20	18.8	19	17.4	20.9	18.1	19.3
Mo	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
As	4.8	5.1	6.1	1.3	0.9	3	4.9	1.2	5.9	0	1.4
S	0	0	0	14.3	0	0	0	33.4	48.8	109.7	55.5

* Major elements are normalised to 100 wt%, free of volatiles.

blocks. Although the entire unit is very thick in core 4, the continuous facies proves that it corresponds to a single event that spreads over at least one kilometer (the distance between cores 3 and 4). This volcanic event (eruptive or not) has eventually impounded paleolakes afterwards, as shown in cores 3 and 4.

- (4) After this major volcanic event, volcanic activity around Borobudur basin remained important, as shown by volcanic deposits alternating with soils and lacustrine deposits (from 40 to 20 m in core 3 and from 60 to 30 m in core 4). This period lasted at least until 80,000 years BP.
- (5) In core 3 (Fig. 7), there is a 12 m thick continuous deposit of volcanic ash and sand, dated at 31,000 years BP, and there is a continuous series of complex volcanic units in core 4. Deposits located between 30 and 25 m depth in core 4 are similar to those in core 3, despite a larger amount of clasts. This data suggests another major volcanic event around this time, although it is currently difficult to relate these deposits to any of the surrounding volcanic structures.

The next sections these five hypotheses for the long-term reconstruction are further tested using geochemical and paleomagnetic data. These provide information on the origin of the volcanic material and allow differentiation between autochthonous and reworked material in the cores.

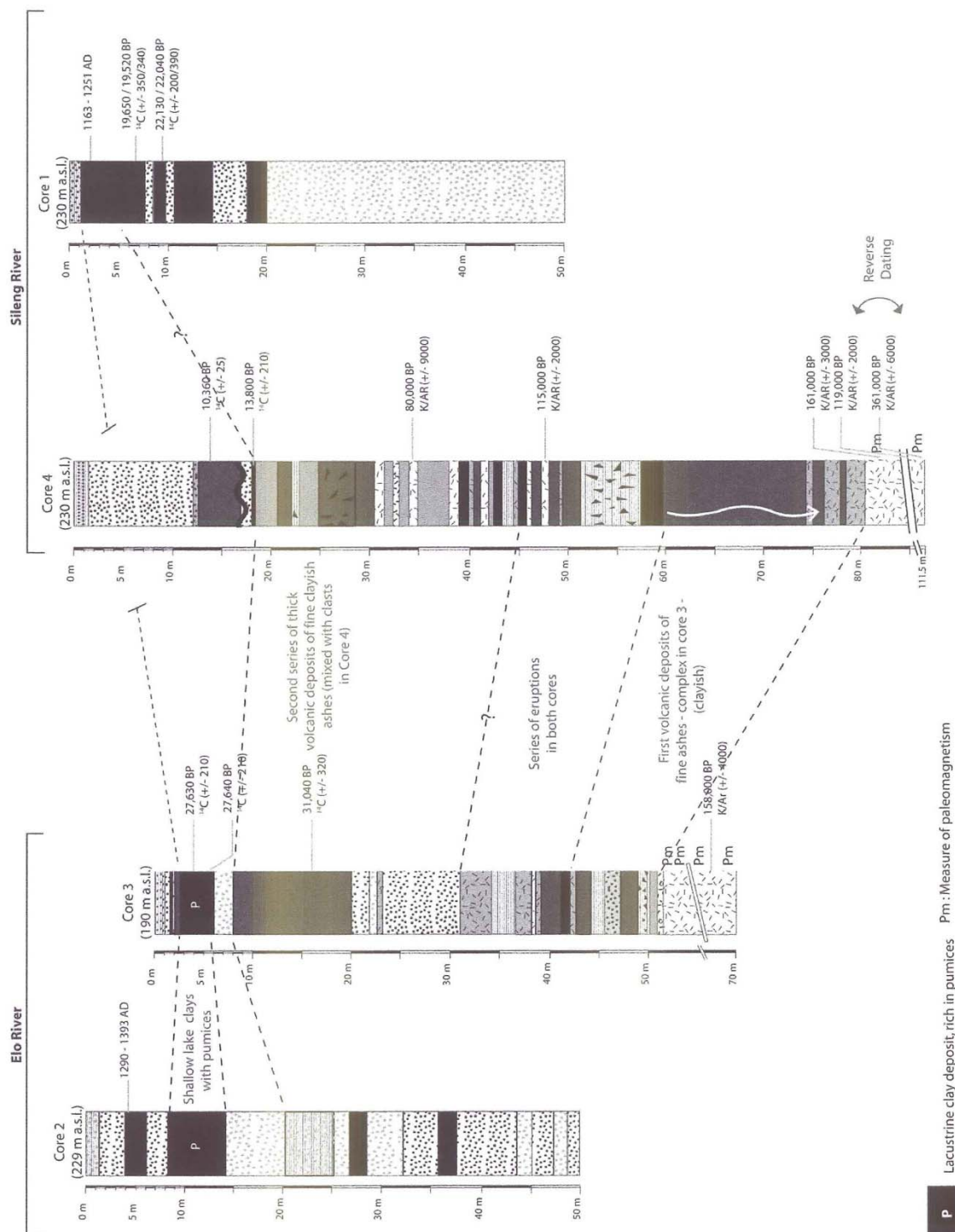
3.1.3. Origin of andesites: geochemistry and paleomagnetism

3.1.3.1. Geochemistry. Analysis of major elements (Table 2) allowed us to differentiate lava samples in our cores, by plotting them in the K₂O vs. SiO₂ classification diagram of Le Maitre et al. (1989) with other

samples from Merapi, Merbabu and Sumbing (Fig. 8). The diagram shows that the majority of samples (8 out of 11) are high-K basalts. Two of the remaining samples are basaltic andesites of medium-K affinity and one sample is a medium-K dacite. By comparison with other samples, we can infer that the basaltic samples – at 53.5 m, 59 m, 61 m, 68.8 m in core 3 and samples at 47.6 m, 83 m, 86.5 m and 94.5 m in core 4 – are compositionally similar to those of Proto-Merapi (Gunung Turgo/Plawangan) as well as Merbabu volcano.

The basaltic andesite sample at 34.3 m in core 4 shows similarities to both Pre-Merapi (Gunung Bibi) and Sumbing volcano. The other basaltic andesite sample from core 4 at 102 m depth (361,000 years BP) is lower in K₂O content compared to the available whole-rock analyses from the volcanoes surrounding the Borobudur basin and, therefore, difficult to assign to any of these potential source volcanoes, given the general lack of geochemical and age data. The same conclusion holds for the dacite sample (core 3 – 33 m), although, at least for this sample, an origin from Merapi volcano can be ruled out, as Merapi never produced whole-rock compositions as SiO₂-rich as dacite (Berthommier, 1990; Camus et al., 2000; Del Marmol, 1989; Gertisser, 2001; Gertisser and Keller, 2003a,b).

In summary, the thick lava units found at the bottom of cores 3 and 4 are very similar to Proto-Merapi lavas as well as rocks from Merbabu volcano. Therefore, the material may have originated from either of these volcanoes, although its old age leaves a lot of uncertainty. The dacite found in core 3 at 33 m depth and the identification of high-K basalt in core 4 prove that there might be no correspondence between volcanic material between 30 and 40 m in core 3 and volcanic material between 45 and 60 m in core 4 (cf. Fig. 7). Instead, core 3 was supplied by dacite of hitherto unknown origin (?Sumbing), whereas deposits in core 4 display volcanic deposits that are similar to material from Merapi and/or Sumbing volcano. The geochemical data fail to



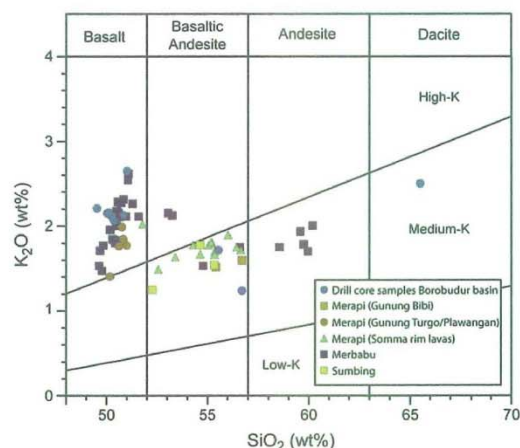


Fig. 8. K_2O vs. SiO_2 classification diagram for sub-alkaline igneous rocks (Le Maitre et al., 1989) showing samples from drill cores in the Borobudur basin compared with whole rock data from different structural units of Merapi volcano, Merbabu and Sumbing. Data sources: Merapi (Gunung Bibi, Gunung Turgo, Gunung Plawangan): Gertisser (2001); Merapi (Somma rim lavas): Gertisser (2001); Gertisser and Keller (2003a,b); Merbabu: Whitford (1975); Nicholls and Whitford (1976); Gertisser (unpubl. data); Sumbing: Whitford (1975); Nicholls and Whitford (1976).

ascertain the source of the deepest and oldest block found in the drill cores.

3.1.3.2. Paleomagnetism. Out of the seven samples analyzed, four samples present an inclination of the remnant magnetic field lower than 30° . These four samples are from the thick lava deposit at the bottom of core 3 (53.5 m; 59 m; 61 m and 68.8 m) and core 4 (86.5 m and 94.5 m) (Fig. 7). These results are against the hypothesis of an upside-down block in core 4, leaving this unit with a question mark regarding its origin.

3.2. Reconstruction of the Borobudur basin

3.2.1. Fluvio-lacustrine ontogeny under eruptive pressures

Lacustrine deposits are dated by radiocarbon at 27,640 years BP. They appear in cores 1, 2 and 3, and at the bottom of the Elo River at the confluence with the Progo River. Identical deposits were identified in the Progo River, about 250 m upstream the confluence with the Elo River, though these deposits appear to be reworked.

The lacustrine material is mixed with white pumice clasts, ranging from half a millimeter to a centimeter in size, and other pyroclastic material. The deposit does not display any particular structure, suggesting the corresponding paleolake was certainly shallow (C. Newhall, personal communication, 2008). This shallow paleolake extends around the actual Elo Sileng Rivers. Therefore, the natural dam that most probably created this paleolake was located downstream of the confluence between the Progo Sileng Rivers. The inferred associated eruption or volcanic event (dated at 31,040 years BP).

In the Sileng River, part of this paleolake survived until historic time (unit dated at 1163–1251 AD in core 1). This paleolake deposit is 14 m thick and it alternates with 3 dark fluvatile sand units. However, these results are not well corroborated by results from core 4 that shows several volcanic units topped by fluvatile material, but no

lacustrine material. In both cores along the Elo River (cores 2 and 3), lacustrine deposits are thinner, but fluvatile ones are thicker.

Hence, there are two possible explanations for the ontogeny of this paleolake: (1) a paleolake originally (27,640 ^{14}C years BP) extended from the actual Elo River to the actual Sileng River and shrunk away from the Elo River, extending quasi permanently for 20,000 years around the Sileng River; or (2) a paleolake extended from 27,640 years BP until historical time in the entire southern part of the basin, but the Elo and Progo Rivers eroded most of the lacustrine deposits, essentially through lahar entries. This is indicated by outcrops in the Elo River near core 1 that show lahar deposits interfingering with paleolacustrine sediments. On the contrary, deposits in and around the Sileng River were preserved, mostly because of the absence of strong eroding agents in its vicinity, such as a large stream or active volcano.

The paleolake was not strictly confined to paleochannels, but was spreading over wide areas at the confluence between the Progo and Elo Rivers, as GPR data and observations attest, (Fig. 9). Outcrop observations and GPR results show that lacustrine clay deposits extend at the bottom of the Elo and Progo Rivers as well as under their terraces.

Above the ~27,000 years BP lacustrine deposits, core 4 contains two pyroclastic-flow deposits. Due to the core position, these pyroclastic flows originated either from Merapi or Sumbing, and traveled for at least 30 km. A first pyroclastic flow impounded a short-lived lake around 31,400 ^{14}C years BP. A second pyroclastic-flow deposit was dated at 10,360 ^{14}C years BP using a burnt wood fragment that contained sulfur traces. These two pyroclastic flows were mostly channeled as there is no trace of them in the other cores.

Volcanic deposits younger than 10,000 years BP are absent in the cores and outcrops located in the south of the Borobudur basin (Fig. 7) and the Elo River (Fig. 10), and fluvatile deposits, with a large number of flood terraces, dominate outcrops along the Progo River. These results strongly suggest a reduction in very large eruptions of Merapi's volcanic activity. Yet, to the north of the basin, the Progo River contains pyroclastic deposits (absent in the Elo River), that – according to field surveys – most probably originated from a Pleistocene flank eruption of Sumbing Volcano (Fig. 11).

3.2.2. Spatio-temporal evidence of a long-lived paleolake from 27,000 - years BP that originated from the inferred 31,000 years BP volcanic event of Merapi

Surface analysis of the Borobudur basin offers a range of proxies to assess the expansion of the last extensions of paleolakes. These include land-use, geoarcheology, location names in Javanese and interviews with local inhabitants on traditional beliefs and stories.

Actual land cover and land use are two important proxies to reconstruct the landscape evolution of the Borobudur basin. Presently, the 105 km² of flat area of the basin – excluding the slopes of the Menoreh Mountains, Sumbing and Merapi – is principally covered with 43.2% of dry fields and plantations and with 32% of rice fields (Table 3). Their distribution is uneven (Fig. 12a–d) with a central area where cultivated paleochannels (Fig. 12b) and rice-copse (Fig. 12c) extend, and a peripheral ring where irrigated open rice-fields mainly lie (Fig. 12d). To the south of the basin, between the Sileng and Progo Rivers and between the Menoreh Mountains and the Sileng River, rice-fields are not irrigated and are only sustained with rainwater. This type of rice culture is enabled because of clays located near the surface that retain the water in the fields. We retrieved similar historic lacustrine clay deposits in the upper parts of cores 1, 2 and 3, that corroborate this land use evidence.

Fig. 7. Comparison of the four deep cores along the Elo River and Sileng Rivers. A comparative examination presents information on the potential spatial distribution of the thick volcanic deposits. The 115,000 BP/119,000 years BP deposits is thicker in core 4, than in core 3, whereas the 31,000 BP deposit is thicker in core 3 than core 4. We observe same kind of variations for lacustrine deposits, but it is difficult to draw direct inferences from these differences since they can result from original deposit differences, topographical effect, erosion processes, etc. Key as in Fig. 4.

Author's personal copy

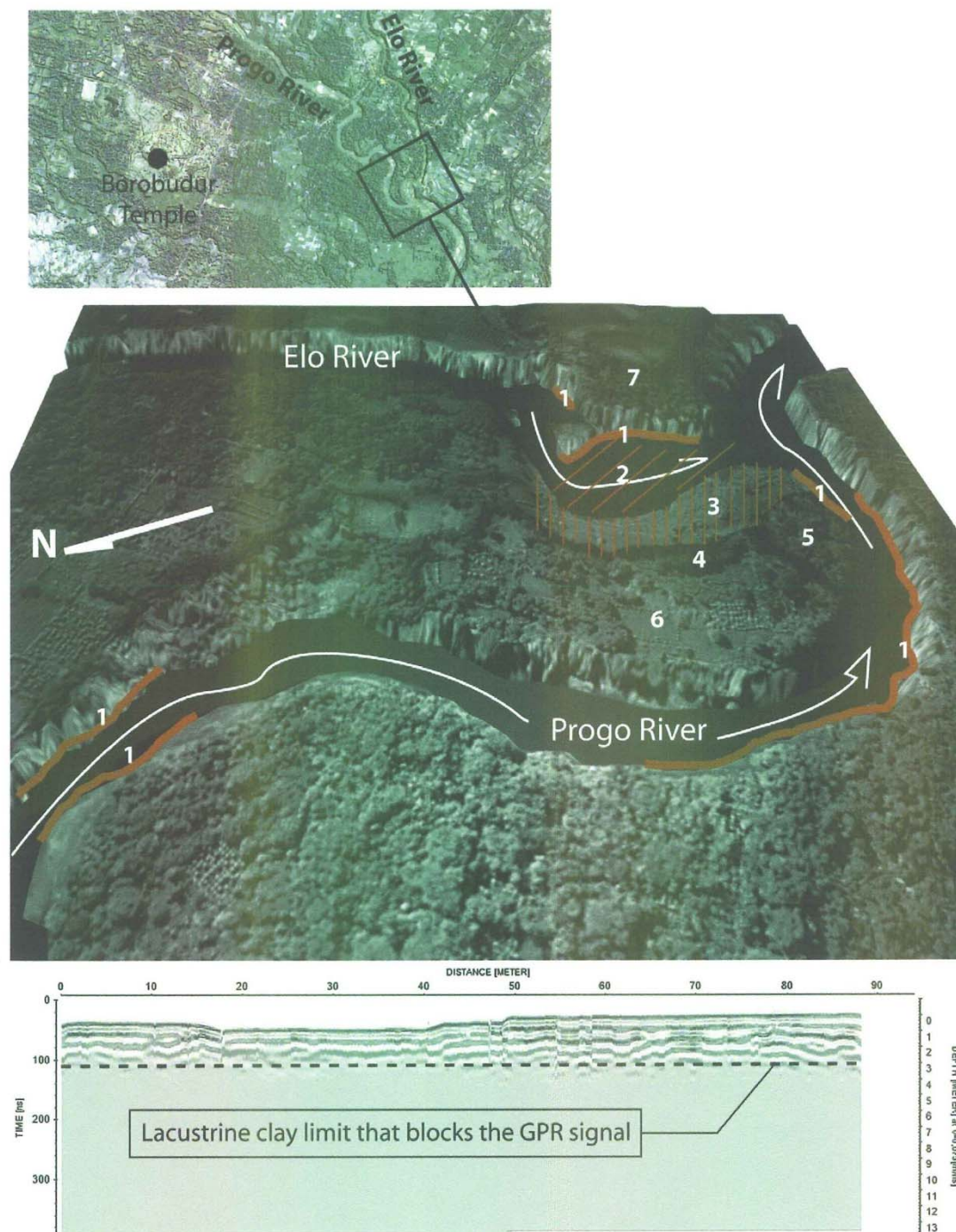


Fig. 9. GPR investigation at the confluence of the Progo and Elo Rivers, showing that paleolacustrine deposits are continuous below the present-day topography and that the paleolake was extending outside river limits.

A second indication on the ontogeny of an historic paleolake is the location of temples. Although only three temples are reasonably well known in the Borobudur basin and its surroundings (Borobudur,

Mendut and Pawon), we accounted for a total of 78 structures (Table 3 and Fig. 13a). Temple locations were useful to delineate areas where potential historic paleolakes did not extend from the 9th century to

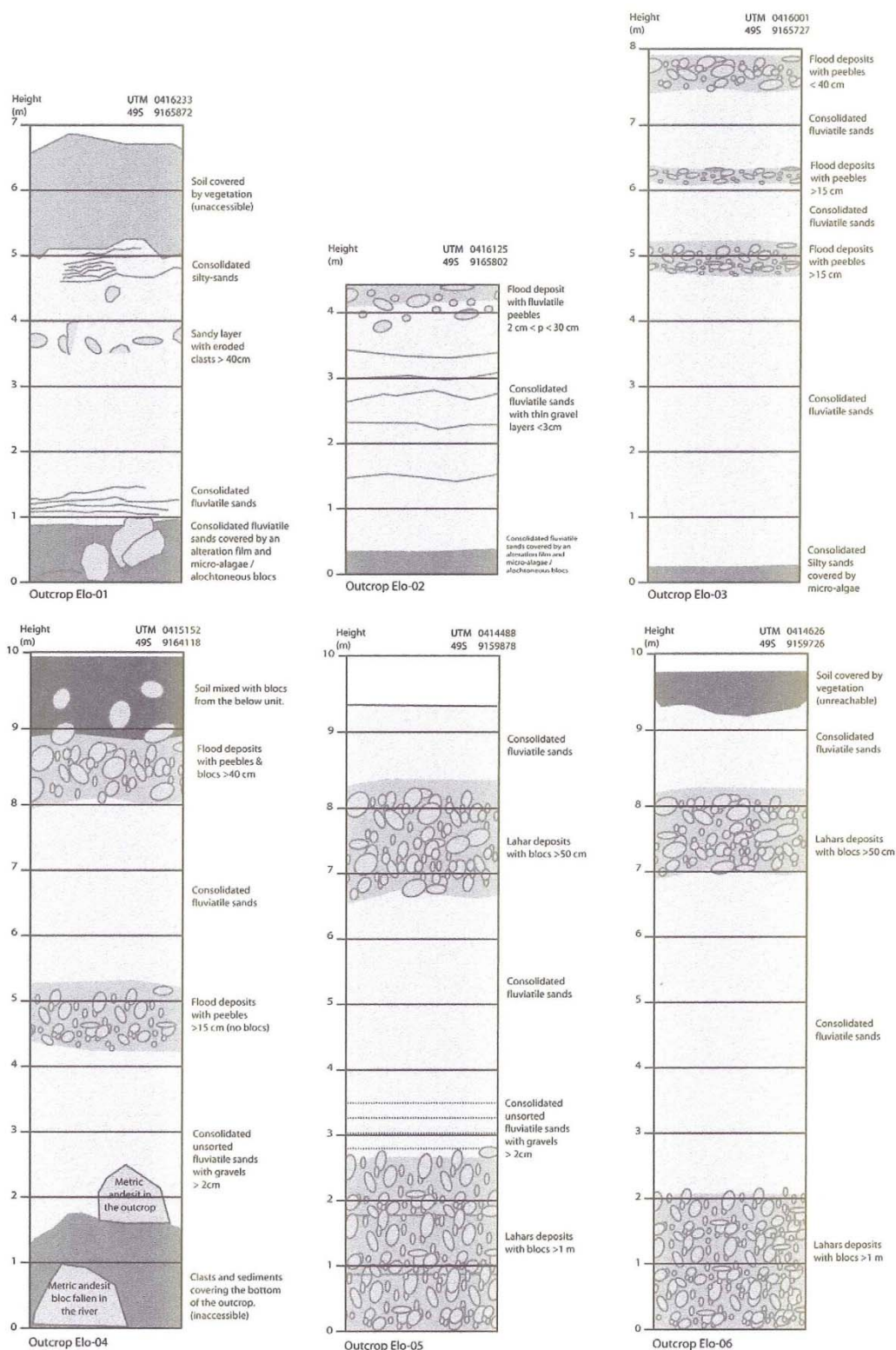


Fig. 10. Terraces along the Elo River.

present and to estimate possible locations of paleochannels from the 9th to the 12th century (Fig. 13b). Indeed, 72% of Javanese temples are located close to rivers, and 92% in the area of Magelang, Semarang, Boyolali and Temanggung. Most of these temples are located between 100 and 400 m a.s.l., because the temples' revenues were based on rice fields that required fertile land (Degroot, 2005). Therefore, temples were located in general close to a river, but they were not surrounded by a water body for economic purposes (Table 4).

More precisely, in our study area, temples are linked to the hydrographic network or located on the oldest road (Fig. 13d) between the center of the Mataram kingdom and its harbor open to the Sea of Java around present-day Semarang (Degroot, 2009). These archaeological considerations are of prime importance for the reconstruction of the river network in the Borobudur basin for the 9th–12th century.

Based on the retrieved locations of structures (Fig. 13a, b), the position of the Elo River and confluences with rivers flowing from Merapi and Merbabu did not vary much. According to archaeological proxies, the Sileng River's channel ridge has progressed 500 m to the south, and the Progo River was either located to the west of its present location, or the river was not of prime importance.

A third type of evidence on the ontogeny of the paleolakes lies in location names in Old Javanese. Indeed, we can find two villages that are named Sabrangrowo and Bumisegoro. In old Javanese, Sabrangrowo means "across the shallow lake/marsh", whereas Bumisegoro means "in the center of the shallow lake/marsh". This evidence is consistent with the presence of an historic paleolake, but it also might confirm the geomorphological evidence of a paleolake that extended to the most southern part of the basin, near the present-day Sileng River and the confluence between the Sileng River and the present-day Progo River. This set of evidence must be understood as an indicator, and not as holding a scientific truth, because "segara" or "segoro" could refer to a small marsh in an oxbow for example. Therefore, it is important to keep these results in perspective with other evidence.

The last source of information we used to reconstruct the late basin evolution is interviews with local inhabitants concerning their freshwater wells without concrete structure. Based on these data we could estimate the presence or absence of palaeo-lacustrine deposits from 6 to 10 m depth. Obviously, this approach does not provide a definite answer, but it offers one more proxies to compare with. Wells located to the north of the confluence between the present-day Progo and Elo Rivers tend to contain mostly sandy material, and are 8 to 10 m deep, whereas wells around the Sileng River are only 6 m deep and contain dark lacustrine clay deposits near the bottom – "batu lempung hitam" (black hard clays) according to the inhabitants (Fig. 14).

This set of evidence also points towards a lake that extended close to the Menoreh Mountains.

Thus, based on the different proxies, we can draw the following conclusions:

- (1) A large volcanic event or eruption of Merapi volcano may have occurred around 31,000 years BP.
- (2) From 27,000 years BP, a large lake shrunk, most probably progressively, remaining finally in the southern part of the basin only during historical time. This lake had most probably been impounded by the previously mentioned volcanic event.
- (3) Around 10,000 BP, one or a series of two medium-sized volcanic eruptions (but smaller than the one mentioned in (1) above) produced pyroclastic flows that reached the southern part of the basin and most probably extended the life of the paleolake.
- (4) According to temple locations, historic paleolakes were very concealed to the southern part of the basin.

4. Discussion

4.1. The origin of the basaltic andesite block dated at 361,000 years BP

At the base of core 4, we have dated a block of basaltic andesite (80 cm thick) at 361,000 years BP (± 6000) using the K/Ar method. It is difficult to link this block with any of the volcanoes around the Borobudur basin. Samples from Gunung Bibi, an old volcanic structure on Merapi's northeast flank, are predominantly basaltic andesite and age date of 670,000 years BP ($\pm 250,000$) (Berthommier, 1990; Camus et al., 2000) could indicate that the basaltic andesite block may be derived from Pre-Merapi, although another source, such as Sumbing, can currently be ruled out.

4.2. Two major volcanic events

Results of this research indicate at least two major volcanic deposits dated around 119,000 years BP/115,000 years BP and 31,000 years BP. Both age dates are antecedent to any major eruption or flank-collapse event at Merapi, as proposed by Newhall et al. (2000) and Camus et al. (2000). Even so there is disagreement with respect to the exact timing of such an event, none of the inferred ages exceed 10,000 years BP. As such, it is difficult to compare our results with the existing literature. However, it can be inferred that both volcanic episodes, evidence of which is preserved in the cores, are not related to the recent Merapi cone, which is much younger. The volcanic material may either be derived from a structure that stands in the same place as Merapi, any of the other volcanoes that surround the Borobudur basin or a structure, which has nowadays disappeared, such as the remnant structure of an old volcanic edifice, Gunung Tidar, located to the North of the Borobudur basin in the center of the city of Magelang.

4.2.1. The 119,000/115,000 years BP volcanic event

The deposit of a first thick continuous volcanic deposit that we have retrieved is evidence of important volcanic activity significantly older than the oldest previously known major eruptive activity in the region. The origin of this deposit is still uncertain, and it is also unclear, whether the 20 m thick lava at the bottom of cores 3 and 4 are blocks from a nearby volcanic structure or whether they could have been emplaced locally.

If we consider these huge blocks as part of deposit of a major volcanic event, its ancient age does not allow correlation with any remaining geomorphologic structure on a nearby volcano. The impoundment of a paleolake after this volcanic event probably points towards a source located in the area of Merapi, although this hypothesis is built on the concept of a hydrological network oriented in the same direction during the last 120,000 years and the idea that the topography did not drastically change during this period. Both hypotheses are not sustained by hard evidence and, therefore, any interpretation regarding their source remains somewhat speculative. The geochemistry of the core samples from the 119,000/115,000 years BP volcanic deposits are similar to those from Proto-Merapi (Gunung Turgo/Plawangan) (Gertisser, 2001), but they are also similar to lavas from nearby Merbabu volcano (Whitford, 1975; Nicholls and Whitford, 1976; Gertisser, unpublished data). However, available age dates (Berthommier, 1990; Camus et al., 2000), preclude a Proto-Merapi origin.

4.2.2. The 31,000 years BP volcanic deposit

The second volcanic deposit, dated at 31,000 years BP, may concur in some respect with the interpretation of Newhall et al. (2000) who considered the two steep-sloped hills, Gunung Plawangan and Gunung Turgo, to be erosional remnants of a Proto-Merapi stage, dated by Berthommier (1990) and Camus et al. (2000) at 40,000 years



Table 3

Landuse in the south extension of Borobudur basin, inferred from GIS calculations (with ArcView GIS®) from Ikonos® Image.

Land cover/use	Area (sq. km)	%
urban area	5.81	5.6
housing mix with copses	5.35	5.1
rice open-fields	21.2	20.3
rice copses	12.3	11.7
fields in paleochannels	4.24	4
dry fields and plantations	45.2	43.2
noncultivated channel banks	10.58	10.1
Total	104.68	100

BP (+ 18,000–15,000). However, derivation of the deposit from Merbabu volcano also remains a possibility on geochemical grounds.

4.3. Eruption records in the Borobudur basin

Most of the material retrieved from cores 3 and 4 is of unknown origin and may belongs to volcanic structures that long disappeared. The period extending between the first large volcanic event and the second one is characterized by a series of volcanic deposits that have not been previously described in the literature.

For the period extending from at least 115,000 years BP until 31,000 years BP, the eruption rate of nearby volcanoes must have been relatively high, producing pyroclastic flows that eventually blocked streams and several times impounded small lakes. In every

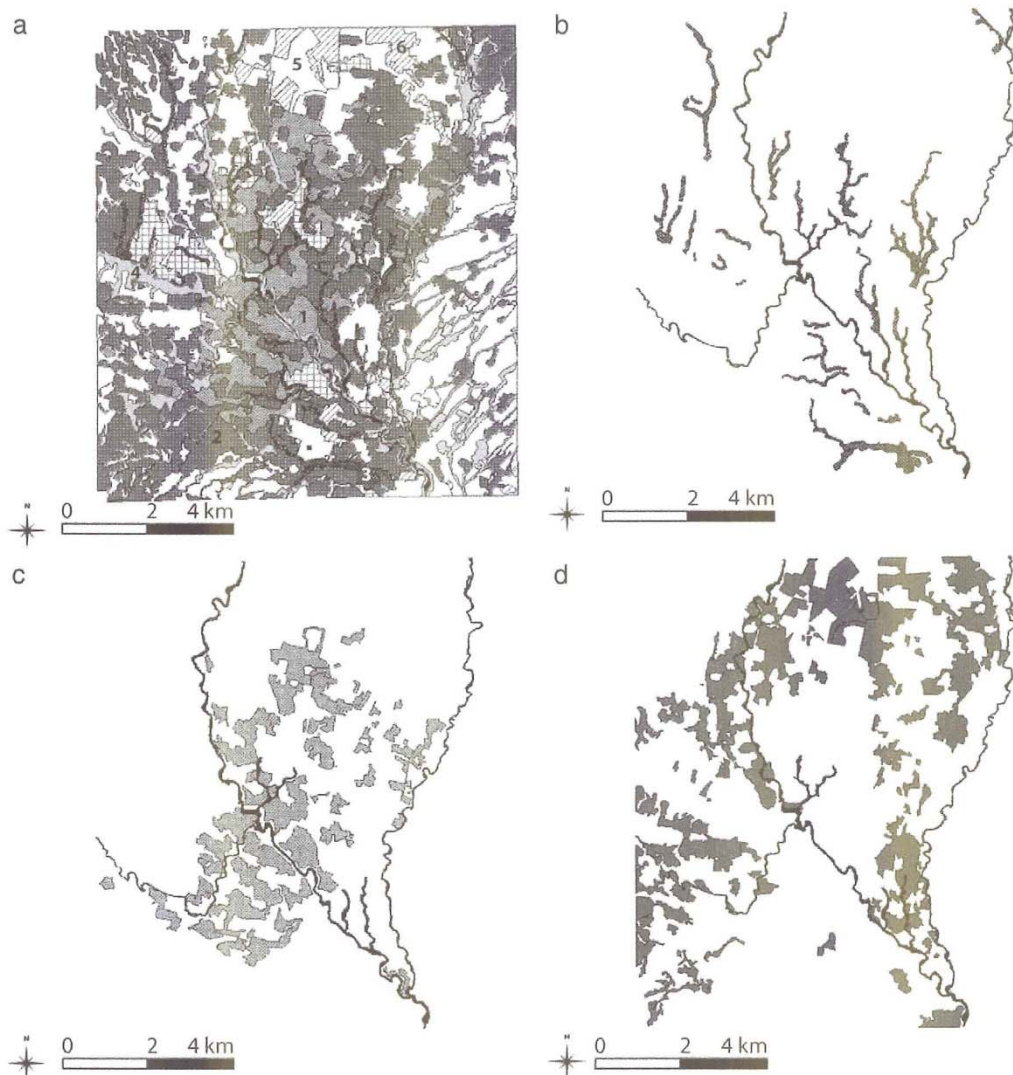


Fig. 12. Landuse in the south of the Borobudur basin. (a) present distribution of various landuses: (1) open rice fields; (2) dry cultures with tree cover; (3) paleochannels transformed into rice fields; (4) river and paleochannels' banks covered with trees; (5) dry culture or irrigated copses; (6) urbanized areas. (b) map of paleochannels turned into cultures; (c) open rice fields show a central concentration; (d) dry culture or irrigated copses.

Author's personal copy

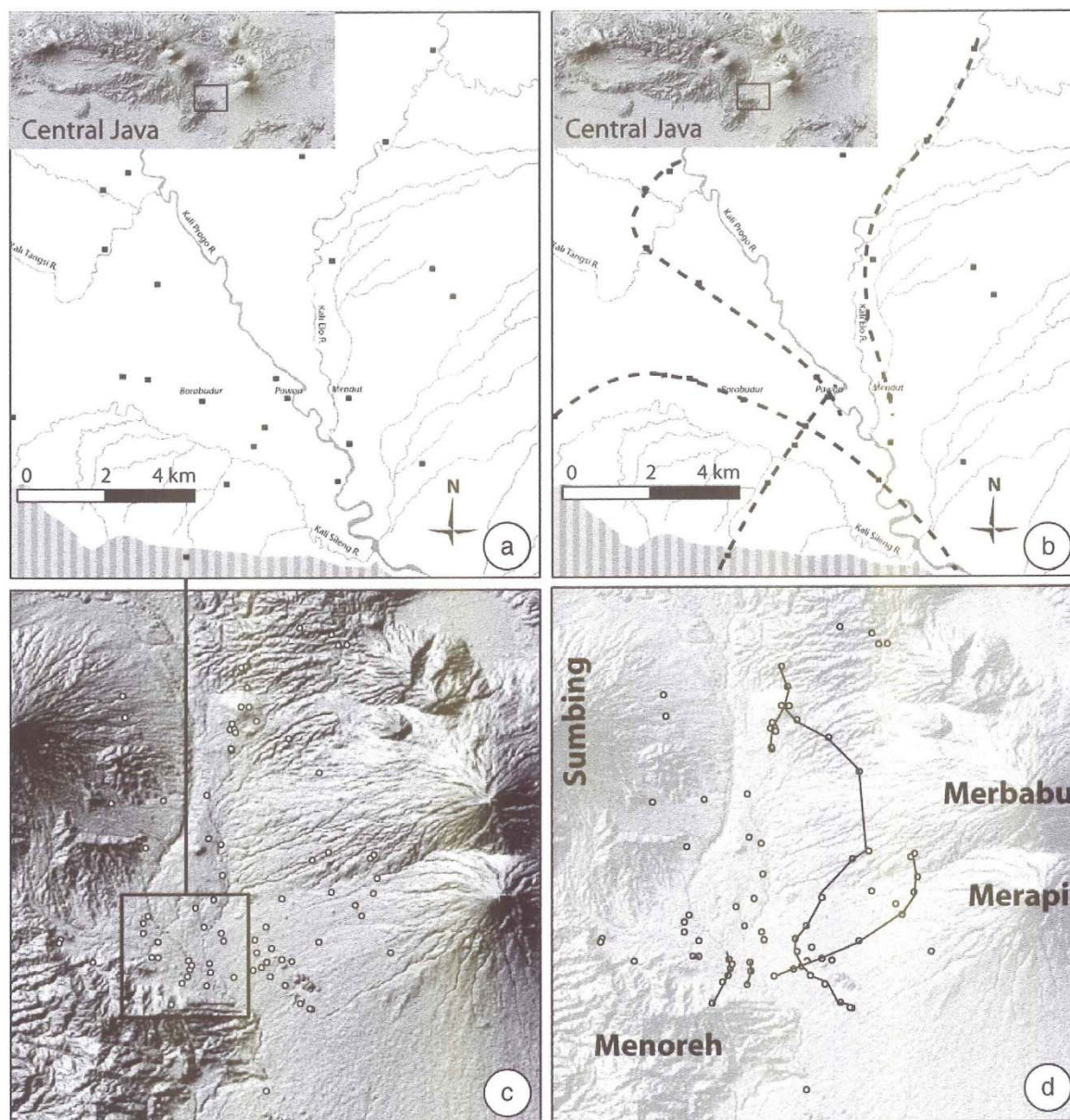


Fig. 13. Temple locations in the Borobudur basin. (a) temples in the study area; (b) links between temples following the river network; (c) all temples in the Borobudur basin and surrounding volcanoes; (d) links between temples following rivers or old roads between the Kingdom of Mataram and a harbour to the North.

case, soils and lake deposits did not develop more than two meters between eruptions, which proves the high frequency of eruptions.

The rate of activity changed after the 31,000 years BP volcanic event to less frequent eruptions, but with one single large deposit around 10,360 years BP, an age that coincides closely with the oldest age of Newhall et al. (2000) for an explosive eruption of Old Merapi.

In between the two large volcanic events, we have retrieved samples of dacitic lava blocks of hitherto unknown origin (core 3; depth: 33 m), as none of the large stratovolcanoes surrounding the Borobudur basin appear to have produced similar whole-rock compositions. An origin from Gunung Tidar, a little known and almost completely buried volcanic edifice located between Merbabu

and Sumbing in the center of the city of Magelang city, may remain one of the possibilities that could explain the presence of such a different lava composition and old material in the cores.

At the surface of the Borobudur basin, most material is of fluvio-lacustrine origin, with pyroclastic deposits located in outcrops along the Progo River on the foot of Sumbing volcano. These deposits most likely correspond to a Pleistocene flank eruption of Sumbing volcano, though little is currently known about this event.

The absence of core material of eruptive origin during historical times further corroborates doubts raised over the notion of a major Merapi eruption in 1006 AD (or 928 AD) (Nossin and Vouste, 1986; van Bemmelen, 1949; Del Marmol, 1989; Newhall et al., 2000) that

Table 4

Locations of still buried temples in the Borobudur basin.

UTM X	UTM Y	Temple	UTM X	UTM Y	Temple
411342	9172487	Gunung	418793	9161220	Sidikan
413379	9159552	Banon	419312	9158982	Nganten Kidul
414868	9157525	Brangkal	419746	9159410	Ngawen
410394	9159814	Karangrejo	417058	9158198	Semawe
411988	9156018	Pakem	418644	9158769	Gejagan
412852	9157724	Dipan	419706	9148977	Blaburan
413481	9158821	Barepan	421205	9157536	Bobosan
413304	9158265	Jowahan	420935	9159605	Gunung Sari
413625	9159169	Pawon	422445	9156067	Wukir
410902	9159809	Kanggan	423402	9155604	Mantingan
410909	9161077	Sigentan	423218	9155650	Singabarong
424009	9174717	Giombong	420003	9158243	Salakan
428206	9167795	Lumbung	405623	9159427	Gombong
428500	9168072	Pendem	402999	9161252	Mulosari
421741	9159456	Jlegong	402908	9160985	Pringapus
424993	9165072	Gono	402908	9160985	Wurung
428471	9164967	Gedungan	423429	9167637	Mungkidan
428770	9166192	Sumber	424773	9168269	Seketi
426986	9164006	Wates	416901	9176535	Setan
426299	9185057	Kaponan	416919	9178688	Bengkung
425034	9185900	Plumbon	416785	9178224	Retno
425593	9185031	Kalangan	417110	9178243	Cetokan
422415	9186430	Umbul	417211	9177991	Tidaran
407134	9172270	Batu Rong	418152	9181595	Candi
414869	9172926	Nambangan	417677	9183225	Krincing
413959	9163813	Plandi	418938	9178897	Pirikan
415019	9169416	Dampit	418293	9180045	Pucanggunung
416028	9168939	Kalimalang	417677	9180071	Jeronboto
416149	9166461	Gedongan	423954	9161023	Bringin
416047	9161762	Kendal	429851	9160163	Kemiren
415089	9159319	Mendut	427502	9163150	Ngampel
414639	9162245	Rambeanak	421485	9177489	Soborojo
416232	9161130	Ngrajek	416852	9176686	Tumbu
415167	9158597	Progowati	409697	9161772	Bowongan
415420	9164463	Tiban	409696	9162601	Sambaran
419683	9162253	Ketoran	410084	9163145	Dimajar
420939	9164528	Gunung Lemah	409899	9168648	Tempurrejo
420128	9160513	Gunung Pring	408203	9179228	Selogriyo
418942	9160182	Jamboran	408012	9180942	Batur

might have caused the desertion of Borobudur (van Bemmelen, 1949). The non-existence of a major Merapi eruption 1006 AD (or 928 AD) is also corroborated by results from Murwanto et al. (2004), who raised the issue of the so-called ashes that recovered Borobudur temple (Soekmono, 1976; Nossin and Voute, 1986). We can reasonably raise doubts on the chronicles of the nineteenth century, that were probably misinterpreted (cf. Newhall et al., 2000). Instead of volcanic ash that would have covered Borobudur temple, diaries and chronicles actually mention a “mix of dust, human detritus, soil, crumbling masonry and woodland undergrowth”, ruling out the possibility of a large volcanic eruption of Merapi about 1000 years ago.

4.4. Dating and ontogeny of paleolakes in the Borobudur basin: a century of controversy

During the last 119,000 years, we identified at least 6 different paleolake generations in the Borobudur basin. These paleolake deposits are always interfingering with volcanic material for the period preceding 31,000 years BP. This suggests that paleolakes were impounded by temporary dams of volcanic deposits and filled with new volcanic material. Only the oldest paleolacustrine deposit in core 4 (60 to 58 m) and the one at 45 m in core 4 are covered with a soil. This shows that, in general, paleolakes did not have time to dry up in between eruptions or that volcanic material eroded any existing soils prior to deposition.

After the second large volcanic event at 31,000 years BP, lacustrine clays of a large paleolake, dated at 27,640 years BP and 27,630 years BP, occur in cores 1, 2 and 3 and at the bottom of the confluence

between the Elo and Progo Rivers. The spatial extension of these deposits points towards a large paleolake that shrunk away from the Elo and Progo Rivers. This paleolake eventually reappeared locally around the 13th century in the Elo River, but, during historic time, the paleolake was most certainly located inside streams or palaeo-channels, because the presence of temples excludes the possibility of a large lake. This interpretation concurs with the observations of Newhall et al. (2000) that the historic lake must have mostly been shallow, like a large swamp rather than a freshwater lake (C. Newhall, personal communication, 2008).

To the south of the basin, a paleolake seems to have been existed continuously from 19,650/19,520 years BP to the 13th century (Fig. 7: Core 1). This paleolake certainly existed before these dates, as 10 m of lacustrine fine sands and black clays were retrieved from the cores below the dated units. The thickness of this paleolake deposit concurs with observations of Newhall et al. (2000), who also retrieved 20 m of lacustrine fine sand to clay sediments. Like deposits around the Elo and Progo Rivers, this part of the lake also appears to be shallow. Newhall et al. (2000) described its sediments as “none classic white diatomaceous lake sediments”, with fine clastic material inside; a description that also matches our observations.

The general ontogeny of this long-lived, shallow paleolake is consistent with results and part of the interpretation of Murwanto et al. (2004). Indeed, we concur with the conclusion of Murwanto et al. (2004) of an intermittent paleolake that existed between the late Pleistocene and late Medieval times, and narrowed towards the West, most probably because of volcanic influx. However, our results

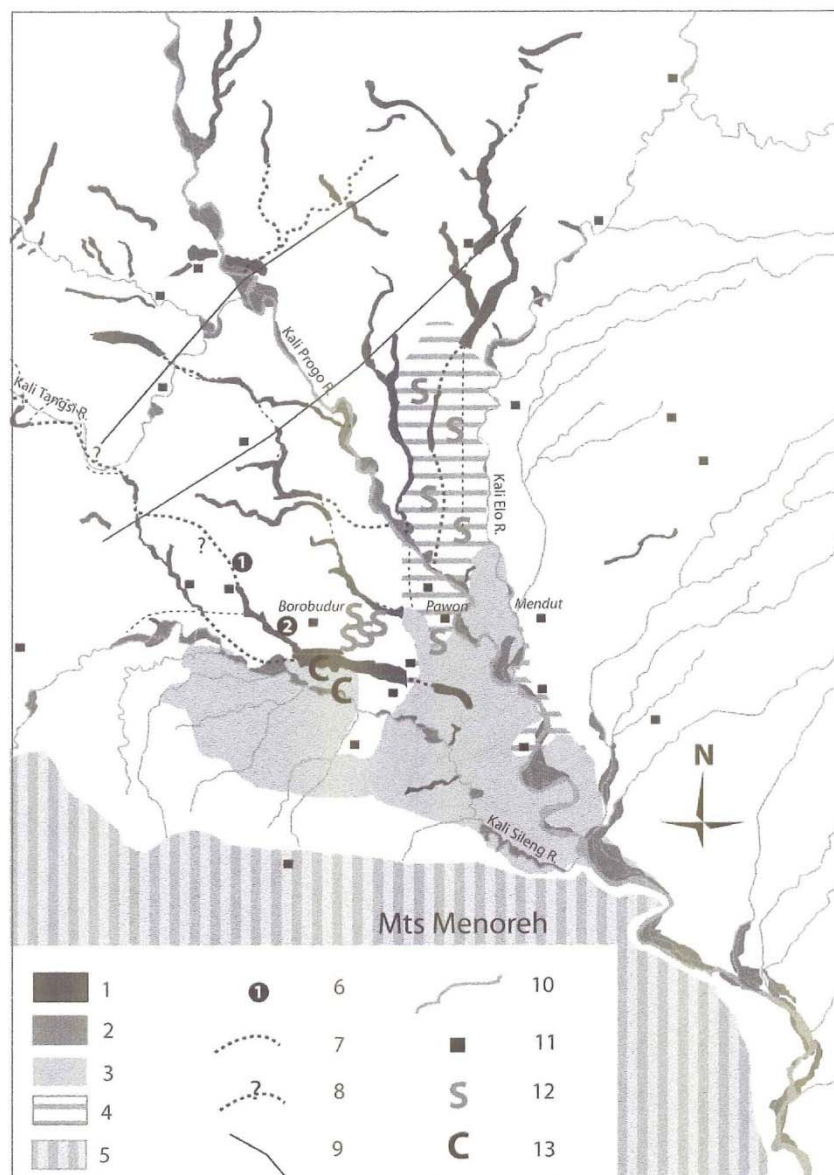


Fig. 14. Synthetic map of the Borobudur basin. (1) paleochannels and paleolake drainage channels; (2) terraces; (3) historic paleolake extension; (4) maximum paleolake extension; (5) Menoreh mountains; (6) old village locations that are named “across the lake” and “in the center of the lake” in Old Javanese; (7) continuations of paleochannels from topographic evidence; (8) probable continuation of paleochannels; (9) seismic faults; (10) present-day streams; (11) temple locations; (12) freshwater wells with sands inside – 8 to 12 m deep; (13) freshwater wells with black lacustrine clays inside and at the bottom – usually 6 m deep.

suggest that the spatial extensions of the different paleolakes proposed by Murwanto et al. (2004) are significantly overestimated. The temple locations do not agree with the author's paleolake limits (the temples would have been drowned under water), and the paleolake deposits do not reflect large freshwater lakes, but rather limited shallow ones, which is also inconsistent with the paleolake limits proposed by Murwanto et al. (2004). One of the reasons for the discrepancy between our results and those of Murwanto et al. (2004) might be that the latter based their limits of the different generations of paleolakes in the Borobudur basin on the present-day topography and present hydrographic system.

5. Conclusion

During the last 119,000 years, at least two major volcanic events are recorded in the Borobudur basin, but the basin has not been affected by any large debris avalanche from Merapi volcano, as proposed by several authors (van Bemmelen, 1949; Camus et al., 2000; Newhall et al., 2000). For the two recorded events, an age range of 119,000/115,000 years BP and 31,000 years BP is given based on new radiocarbon age determinations, though the source of the deposits remains elusive. Between both events, the volcanoes surrounding the Borobudur basin produced several significant

explosions and pyroclastic flows that were deposited in the basin, eventually damming the hydrographic network and producing a least six paleolakes over the last 119,000 years. The most recent paleolake that we recorded was impounded before 27,000 years BP and existed until medieval times around the Sileng River close to Borobudur temple. The hydrographic network was strongly disrupted by volcanic activity, generating an alternation of fluvial and lacustrine settings in the basin.

Our study corroborates interpretations of Murwanto et al. (2004), that, before and after its construction, Borobudur temple stood next to a paleolake, and that this temple and the Mataram civilisation did not shift capital after an ambiguous 1006 AD (or 928 AD) eruption of Merapi, for which we did not find any supporting evidence.

This study also put the emphasis on two important points: (1) our findings call for preparedness against the bigger risks of severe hazards anticipated in the future and (2) the importance of deriving conclusions from sound evidence, and clearly separating conclusions from hypotheses. For example, van Bemmelen's (1949) hypothesis about a major eruption of Merapi about 1000 years ago and its consequences for the Mataram kingdom in Central Java, have been reported regularly in the literature, until it became an accepted fact, while new evidence has not allowed to sustain most of the author's conjectures.

Acknowledgements

First, we would like to thank Christopher Newhall for his advice and the answers he brought to questions. Second, we also would like to thank the editor for his careful editing and the improvements he has brought to the final paper. We are also indebted to two anonymous reviewers, who helped improve the manuscript.

We also thank the rafting club of Gadjah Mada University who helped us reach hardly accessible outcrops in the Progo and Elo River (Hari, Cassirais S., Zuliadhi M. and Zaczuri). This project was partially funded by the French Embassy in Indonesia, the French-Indonesian Volcanology Cooperation, and the LGP laboratory CNRS UMR 8591, when I was a PhD student at Paris 7 University.

References

- Andreastuti, S.D., Alloway, B.V., Smith, I.E.M., 2000. A detailed tephrostratigraphic framework at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: implications for eruption predictions and hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100 (1–4), 51–67.
- Berthommier, P.-C., 1990. Etude volcanologique du Merapi (Centre-Java) Tephrostratigraphie et chronologie – mécanismes éruptifs. Ph.D. Thesis, University of Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 115 pp.
- Camus, G., Gourgaud, A., Mossand-Berthommier, P.-C., Vincent, P.-M., 2000. Merapi (Central Java, Indonesia): An outline of the structural and magmatological evolution with a special emphasis to the major pyroclastic events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100, 139–163.
- Charbonnier, S.J., Gertisser, R., 2008. Field observations and surface characteristics of pristine block-and-ash flow deposits from the 2006 eruption of Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177, 971–982.
- Degroot, V., 2005. Temples and landscape in South Central Java, Old Myths and New Approaches – Advances in the Interpretation of Religious Sites in Ancient Southeast Asia. Monash University, Melbourne, (13–15 July 2005).
- Degroot, V., 2009. Candi, Space and Landscape, a study on the distribution, orientation and spatial organization of Central Javanese temple remains. Ph.D. Thesis, Leiden University, The Netherlands.
- Del Marmol, M.A. (1989). The petrology and geochemistry of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. Ph.D. Thesis, The Johns Hopkins University, Baltimore, USA.
- Gertisser, R. (2001). Gunung Merapi (Java, Indonesia): Eruptionsgeschichte und magmatische Evolution eines Hochrisiko-Vulkans. Ph.D. Thesis, Universität Freiburg, Germany, 382 pp.
- Gertisser, R., Keller, J., 2003a. Temporal variations in magma composition at Merapi Volcano (Central Java, Indonesia): magmatic cycles during the past 2,000 years of explosive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123, 1–23.
- Gertisser, R., Keller, J., 2003b. Trace element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis. *Journal of Petrology* 44, 457–486.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., 1986. The Cassinot technique for potassium-argon dating, precision and accuracy: examples from the late Pleistocene to recent volcanic from Southern Italy. *Chemical Geology* 59, 205–222.
- Gillot, P.Y., Cornette, Y., Max, N., Floris, B., 1992. Two reference materials trachytes MDO-G and ISH-G, for argon dating (K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) of Pleistocene and Holocene rocks. *Geostandards Newsletter* 16, 55–60.
- Gillot, P.Y., Lefèvre, J.C., Nativel, P.E., 1994. Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island. *Earth and Planetary Scientific Letter* 122, 291–302.
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Lefèvre, J.C., Albore-Livadie, C., 2006. The K/Ar dating method: principle, analytical techniques and application to Holocene volcanic eruptions in Southern Italy. *Acta Vulcanologica* 18 (1–2), 55–66.
- Gomez, C., Lavigne, F., Lespinasse, N., Hadmoko, D.S., Wassmer, P., 2008. Longitudinal structure of pyroclastic-flow deposits, revealed by GPR survey at Merapi Volcano, Java, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176 (4), 439–447.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Day, S., 1998. Dating the upper Pleistocene-Holocene volcanic activity of La Palma using the Unspiked K-Ar technique. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 86, 137–149.
- Hildenbrand, A., Gillot, P.Y., Le Roy, L., 2004. Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth and Planetary Scientific Letter* 217 (3), 349–365.
- Kalscheuer, T., Commer, M., Helwig, S.L., Hördt, A., Tezkan, B., 2007. Electromagnetic evidence for an ancient avalanche caldera rim on the south flank of Mount Merapi, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 162, 81–97.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Blackwell, Oxford.
- Lahitte, P., Coulié, E., Mercier, N., Tesfaye, K., Gillot, P.Y., 2001. Chronologie K-Ar et TL du volcanisme aux extrémités sud du propagateur Mer Rouge en Afar depuis 300 ka. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 332, 13–20.
- Lavigne, F., De Coster, B., Juvin, N., Flohic, F., Gaillard, J.-C., Texier, P., Morin, J., Sartohadi, J., 2008. People's behaviour in the face of volcanic hazards: Perspectives from Javanese communities, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 172 (3–4), 273–287.
- Lavigne, F., Thouret, J.-C., 2003. Sediment transportation and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Geomorphology* 49 (1–2), 45–69.
- Murwanto, H., Gunnell, Y., Suharsono, S., Sutikno, S., Lavigne, F., 2004. Borobudur monument (Java, Indonesia) stood by a natural lake: chronostratigraphic evidence and historical implications. *Holocene* 14 (3), 459–463. doi:10.1191/0959683604h1721rr.
- Newhall, C.G., Bronto, S., Alloway, B., Banks, N.G., Bahar, I., del Marmol, M.A., Hadisantono, R.D., Holcomb, R.T., McGeethin, J., Miksic, J.N., Rubin, M., Sayudi, S.D., Sukhyar, R., Andreastuti, S., Tilling, R.I., Torley, R., Trimble, D., Wirakusumah, A.D., 2000. 10,000 Years of explosive eruptions of Merapi Volcano, Central Java: archaeological and modern implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100, 9–50.
- Nicholls, I.A., Whitford, D.J., 1976. Primary magmas associated with Quaternary volcanism in the Western Sunda arc, Indonesia. In: Johnson, R.W. (Ed.), *Volcanism in Australasia*. Elsevier, Amsterdam, pp. 77–90.
- Odin, G.S., 1982. Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin, G.S. (Ed.), *Numerical dating in stratigraphy*. Wiley, Chichester, pp. 123–150.
- Quidelleur, X., Gillot, P.Y., Soler, V., Lefèvre, J.C., 2001. K/Ar dating extended into the last millennium: application to the youngest effusive episode of the Teide Volcano (Canary Islands, Spain). *Geophysical Research Letter* 28, 3067–3070.
- Samper, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Mollex, D., 2007. Timing of effusive volcanism within the whole Basse Terre Island (Guadeloupe, F.W.I.) from new K-Ar Cassinot-Gillot Ages. *Earth and Planetary Sciences Letter* 258 (1–2), 175–191.
- Scaillet, S., Guillou, H., 2004. A critical evaluation of young (near-zero) K-Ar ages. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 265–275.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo and cosmochemistry. *Earth and Planetary Sciences Letter* 36, 352–359.
- Thouret, J.-C., Lavigne, F., Kelfoun, K., Bronto, S., 2000. Towards a revised hazards assessment at Merapi volcano, Central Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100 (1–4), 479–502.
- Voight, B., Young, K.D., Hidayat, D., Subandrio, M.A., Purbawinata, A., Ratdomopurbo, Suhama Panut, Sayudi, D.S., LaHusen, R., Marso, J., Murray, T.L., Dejean, M., Iguchi, M., Ishihara, K., 2000. Deformation and seismic precursors to dome-collapse and fountain-collapse nueces ardentes at Merapi Volcano, Java, Indonesia, 1994–1998. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 100, 261–287.
- Whitford, D.J., 1975. Strontium isotopic studies of the volcanic rocks of the Sunda arc, Indonesia and their petrogenetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 1287–1302.

